



TITLE:

数理地質学的手法による地盤・岩盤構造の特徴抽出とその工学的応用に関する研究(Dissertation_全文)

AUTHOR(S):

小池, 克明

CITATION:

小池, 克明. 数理地質学的手法による地盤・岩盤構造の特徴抽出とその工学的応用に関する研究. 京都大学, 1995, 博士(工学)

ISSUE DATE:

1995-03-23

URL:

<https://doi.org/10.11501/3099740>

RIGHT:

数理地質学的手法による
地盤・岩盤構造の特徴抽出と
その工学的応用に関する研究

小池 克明

目 次

第1章 緒 論

1・1	緒 言	1
1・2	本研究に関連する従来研究成果	2
1・3	本研究の概要	6

第2章 離散分布データの補間法

2・1	研究の目的	16
2・2	補間法の分類	16
2・3	母体が均質なデータに対する補間法	17
2・3・1	各種補間法の内容	17
2・3・2	各補間法の精度の比較	25
2・4	母体が不均質なデータに対する補間法	29
2・4・1	ファジィコンターリングの定式化	29
2・4・2	ファジィコンターリングの妥当性の検証	36
2・5	結 言	37

第3章 地盤情報データベースを用いた未固結地盤表層部の構造解析

3・1	研究の目的	40
3・2	地盤情報データベース	41
3・2・1	データベースの構成	41
3・2・2	地盤情報データベース作成の対象地域とその表層地質	42
3・3	表層地質の垂直的变化に対する解析法	45
3・3・1	層相の変化の定量化法	45
3・3・2	層相の変化に対するスペクトル解析	48
3・4	地下水位の解析法	48
3・4・1	地下水位に対する傾向面解析	48
3・4・2	地下水位の季節変動の解析	50
3・4・3	地下水位の経年変化と都市環境の変化との対応	53
3・5	地盤の地震工学的特徴の抽出法	56
3・5・1	N 値に基づく表層地盤の分類	56
3・5・2	地盤振動の卓越周波数の推定法	58

3・5・3	想定地震に対する震度の推定法	59
3・6	古気候と関連した層相変化の解析結果と考察	62
3・6・1	海進・海退と層相の変化との関係	63
3・6・2	同一水系に属する堆積盆地の層相の変化の類似性	66
3・6・3	層相の変化における周期性	69
3・7	水理地質構造の解析結果と考察	70
3・7・1	浅層地下水位の分布	70
3・7・2	地下水位観測データに対する多変量回帰モデル	72
3・7・3	広域的な地下水位の季節変動	76
3・7・4	地下水位の経年変化	77
3・7・5	地下水を胚胎する鍵層の構造モデルとその特徴	83
3・7・6	地下水資源量の算定	89
3・8	N 値に基づく地盤の工学的特徴の抽出結果と考察	90
3・8・1	N 値と速度検層データを用いた東京湾岸域の解析結果	90
3・8・2	N 値と微動計測データを用いた熊本平野の解析結果	95
3・8・3	想定地震に対する地盤の震度	98
3・8・4	ファジィコンターリングによる N 値の 2 次元分布の特徴	101
3・9	結 言	103
第 4 章	放射能探査データの傾向面解析による潜在断層の抽出	
4・1	研究の目的	109
4・2	放射性核種の壊変とその測定法	110
4・2・1	放射性壊変	110
4・2・2	ラドン濃度の測定法	111
4・2・3	γ 線とその強度の測定法	113
4・2・4	ラドン濃度と γ 線強度の日変化	115
4・3	ラドン濃度と γ 線強度に関する基礎理論・基礎実験	117
4・3・1	拡散方程式に基づくラドンの挙動	117
4・3・2	ラドンガスの挙動に関する基礎実験	119
4・3・3	ラドンガスの年令の推定理論	121
4・3・4	γ 線強度の理論式	126
4・3・5	ソース物質の体積が γ 線強度に及ぼす影響	127
4・3・6	リニアメントとラドン濃度・ γ 線強度との対応関係	128
4・4	温泉地区での放射能探査データとその解釈	130
4・4・1	各地区での測定結果	130

4・4・2	ラドン濃度と γ 線強度との比較	131
4・4・3	ラドン濃度の異常地点の抽出	134
4・5	ラドン濃度の方向性の抽出	135
4・5・1	^{222}Rn 濃度の分布に対する傾向面解析	135
4・5・2	傾向面解析法の妥当性の検証	137
4・5・3	領域分割へのバリオグラムの適用とラドン濃度の方向性	138
4・6	ラドン濃度の方向性に関する考察	140
4・6・1	重力異常か・近 i 関われる地下構造	140
4・6・2	花崗岩体における節理・リニアメントの分布とその地質構造的意義	144
4・6・3	対象地区周辺における広域的な断裂系の特徴	147
4・6・4	地表面下に分布する鍵層の構造	153
4・6・5	数値シミュレーションによる断層の形態の推定	154
4・7	結 言	155

第 5 章 亀裂情報データベースを用いた岩盤内亀裂構造の解析

5・1	研究の目的	160
5・2	亀裂情報データベースシステム	161
5・2・1	データベース構築の対象地域とその地質	161
5・2・2	亀裂調査項目	162
5・2・3	亀裂属性の特徴の抽出法	164
5・3	亀裂の方位分布に関する解析	165
5・3・1	方位分布の評価理論	165
5・3・2	解析結果	167
5・4	亀裂属性の空間的分布に関する解析	170
5・4・1	亀裂属性間の対応と湧水亀裂の分布状態	170
5・4・2	地球統計学を用いた変質ハローの幅、亀裂充填鉱物の幅の空間的分布の解析	178
5・5	透水性と関連した属性の構造に基づく亀裂の分類	182
5・5・1	ファジィ C-means 法	182
5・5・2	坑道亀裂データへの適用結果	184
5・5・3	ボーリング孔亀裂データへの適用結果	186
5・6	岩盤内浸透流に関する考察	189
5・7	結 言	192

第1章 緒 論

1・1 緒言

一般に未固結の碎屑物、および固結した岩石からなる地層はそれぞれ地盤、岩盤と称される。これらは種類、成因、生成時期が異なる地質の複合体であり、内部には地質時代ごとに変遷する広域応力場の下で、様々な形態の褶曲、あるいは卓越方向を有する亀裂や断層が発達している。地盤・岩盤を工学的に特徴付ける物性としては、間隙率、強度、弾性波速度、弾性係数、密度などがあげられる。このような物性と地質にはある程度の相関関係があり、また地質構造は物性の異方性の要因ともなり得る。したがって、構造物の建設に際して行われる種々の基礎調査の中でも地質調査は最も基本となるものであり、ボーリングコアや岩盤表面の観察から大量の地質情報が得られている。

プレートテクトニクス理論でいうプレート境界の変動帯に位置する我国では、地球科学の多くの分野において地質情報は特に重要である。なぜならば、大都市が位置する臨海沖積平野の地盤は、基盤岩の沈降と氷河性海水面変動との相互作用によって形成され、複雑な構造を示し、また岩盤中の顕著な地質的不連続面は、岩盤の力学的・水理学的性質に多大な影響を及ぼすからである。

近年、ウォーターフロント計画のような軟弱地盤での構造物の建設、放射性廃棄物の地層処分、石油地下備蓄、および大規模な露天掘鉱山の設計などのように地盤・岩盤構造物が著しく大型化、かつ多様化してきている。それに伴い地震による地盤の液状化、地下水の過剰揚水に起因した地盤沈下、斜面崩壊などの問題も顕在化している。これらの問題に対処するには、地盤・岩盤を構成する地質の性状や成因に関する理解も必要となるはずである。しかしながら、地質情報の解析よりも数値解析に力点が置かれる場合が多く、有限要素法などの工学的シミュレーションによって外的作用に反応する地盤・岩盤の物理的現象の把握が試みられている。そこに用いられる地質モデルは単純であり、大量の地質情報は必ずしも有効には活用されていない。

このように、地質学と工学との間に現在なお距離がある原因としては2つ考えられる。その1つは個々のサイトの地質情報をまとめ上げ、コンピュータ処理が可能なデータベースを構築するという操作がなされていないためであり、他方は主観的な判断に基づいた非定量的データも混在する多様な地質情報の処理手法が体系化されていないためである。地質情報を的確に処理することの必要性は地形学、堆積学、構造地質学、鉱山地質学などの各分野で生じ、それぞれから発達した種々の手法はまとめて

第6章	数理地質学的手法の最適採掘計画への適用	
6・1	研究の目的	195
6・2	地形モデルの構築とその採掘量・景観評価への応用	195
6・2・1	地形モデルの作成法	195
6・2・2	地形モデルの精度	198
6・2・3	採掘量の算定法	200
6・2・4	景観変化の予測解析	201
6・3	危険ブロックの特定とその安定性解析	203
6・3・1	破碎帯の特徴の抽出	203
6・3・2	危険ブロックの特定	209
6・3・3	ブロックに対する極限平衡解析	212
6・4	最適な採掘範囲の推定法	214
6・5	地質・品位・亀裂情報を組み込んだ採掘シミュレーション	218
6・5・1	亀裂情報の取得法	218
6・5・2	採掘シミュレーションの結果とその考察	221
6・6	結 言	226
第7章	結 論	229
謝 辞		234
付 録		235

「数理地質学的手法」と称される。しかしながら、それらの精度、適用可能な問題を明確な基準で比較・評価した例は少ない。地質情報には地質境界面、地下水位、地質の軟弱の程度、亀裂の方位・頻度、化学成分の含有量など処理すべきデータが多く含まれている。本研究では、それらの分布構造を総括して地盤構造、あるいは岩盤構造と呼ぶことにする。適切な解析法によって地盤・岩盤構造のモデルを構築すれば、これを数値シミュレーションに提供できるのみならず、豊富な情報量かつその多様性ゆえに地質工学、岩盤工学の分野で新しい知見が得られるであろう。これは地質情報の付加価値を高めることと等価である。

そこで、本研究では、これまでの主な数理地質学的手法を体系化し、地盤・岩盤構造の特徴抽出に有効な手法を特定する。また、それを表層地盤における地質構造・水理構造・断層構造・振動特性、岩盤中の亀裂構造・品位分布構造の解明に適用することで、地下水資源・熱水資源や金属・非金属資源の探査・評価に関しての指針を得る試みについて述べる。

1・2 本研究に関連する従来の研究成果

数理地質学 (Mathematical geology) とは、広義にはこれまで定性的な解釈が主であった地質現象の解明に数学を応用する分野、狭義にはコンピュータによって大量の地質情報を解析する分野と定義できる。地質学および地質工学での研究対象は地層の構造、層序関係、地質年代、含有鉱物の種類と形状、化学成分、鉱床の成因と構造、工学的物性などと細分化され、得られるデータの型は文字、スカラー、ベクトル、テンソルと一定でない。したがって、数理地質学的手法も、データ補間、主成分分析・クラスター分析を含む多変量解析、ステレオ幾何学、地球統計学、データベース、シミュレーションなど多岐にわたる。これらの手法は主に数学や隣接の諸分野で開発されたものであり、その応用によって地質学独自の数理モデルを構築することが数理地質学の目的である。

数理地質学が発展したのは1960年代からであり、今日まで主に3つのテーマについて精力的に研究が行われてきたと考えられる。それらは、①離散的に分布するデータの補間、②多様な属性をもち、時系列的な変化も伴う地質情報のデータベース化、および③各種情報と解析結果の重ね合わせ、である。本研究はいずれのテーマにも関連するので、以下では各テーマごとに従来の研究を概括し、本研究を位置付ける。

地質学を含む地球科学、および地質・岩盤工学の領域では、一般に離散的に分布する多数の測点においてデータが得られる。したがって、測定データからデータ母体の物理量的形状を復元するために、何らかの基準をもってデータ間を繋ぐ必要があり、これが①のテーマである。例えば、気象学においては数値予報の初期値を得るために、

地球物理学においては重力データや地磁気データを支配する地下構造を把握するために補間が行われる。ここ約40年間に単純な決定論的手法から確率論的手法まで様々な補間法が提案されてきたが、それらは5つのカテゴリーに大別できる。

まず、1つめは測点を頂点とする三角形のネットワークで領域を覆い、各頂点のデータをもとに三角形内を1次式 (Yamamoto and Nishiwaki, 1975; Watson, 1982)、または5次の多項式 (Akima, 1978) で表す手法である。測点で四角形のネットワークを作り、3次の多項式で表す手法もHessing, *et al.* (1972) によって提案されている。このような補間法には、データの分布状態の偏りが大きい場合に妥当な補間値が得られないという欠点がある。2つめは領域を格子で区切り、各格子点周囲の限られた範囲内に分布するデータを用いる手法である。すなわち、局所的内挿法によって格子点での値を求めるものであり、データ点と格子点との距離を重みとした加重 (移動) 平均 (Davis, 1973; 山田, 1981)、および重み付きの最小2乗法によってデータを2次の多項式に当てはめる手法 (Glichrist and Gressman, 1954; Pelto, *et al.*, 1968; 野藤ほか, 1985) が提案されている。これらの手法によっても、データ点の分布が充分密でない格子点では大きな誤差が生ずる。3つめはデータ値の分布を近似するような関数形を最小2乗法によって求めるという包括的な手法で、傾向面解析 (Trend surface analysis) と呼ばれ、堆積物の粒度分布や地形の解析などに応用されている。傾向面としては多項式 (山本, 1973; Davis, 1973; Goodman, 1983) や2重フーリエ級数 (山本, 1973; 平野・横田, 1976) を用いるが、高次の傾向面になると面の振動が大きくなり、異常な補間値が生ずる。また、空間的に周期変動する測定データは少ないので、フーリエ級数が適用できる対象は限られるといえる。この他に領域を分割し、各小領域に区分的多項式であるB-スプライン関数を当てはめる手法 (Burrough, 1990) もあるが、適切な領域分割のための基準はない。

以上はデータ値の補間に幾何学を応用した手法である。これに対し、補間を力学的ポテンシャルエネルギーの最小化問題のアナロジーとして捉えた手法が4番めにあげられる。ここでは弾性体の薄板を想定し、各データ点で値に比例した変位を与える。重調和方程式を解くことで、薄板の曲率を最小化する手法がBriggs (1974) によって、また薄板に張力を作用させ、その形状をスプライン関数によって表す手法が大西 (1975)、Gonzalez-Casanova and Alvarez (1985) によって提唱されている。しかし、これらの手法では薄板のポアソン比を1と仮定しており、物理的には妥当でない。井上 (1985) はこれらの手法を改良し、薄板の滑らかさと振動の少なさを表す汎関数を最小化する解が最適であるとした。この手法は基底関数として3次のB-スプラインを用いた有限要素法と等価である。さらに、塩野ほか (1986, 1987) は井上 (1985) の手法を最適化問題に帰着させ、方位や不等式を有するデータにも対処できるような目的関数を設定した。

一方、金や銅などの金属鉱床の鉱量を精度良く推定するために、上記とは異なった概念をもつ地球統計学の分野で独自に発展した補間法がある。すなわち、南アフリカの鉱山技師であるD.G., Krigeとフランスの数理地質学者であるG., Matheronによって開発されたクリッキング法(Kriging)である。クリッキング法は加重平均法の1つであり、品位などの測定データの重み付き平均によって任意のブロック、あるいは点での値を算定する。その各データに対する重み係数をデータの空間的相関性、言い換えれば自己共分散構造を考慮し、かつ統計的分散を最小化するようにして求める点に本手法の特徴がある(David, 1977; Journel and Huijbregts, 1978; Rendu, 1984; 新井, 1985)。不等式をもったデータを扱えるようにしたDubrule and Kostov (1986)のように、クリッキング法にはいくつかの種類があるが、いずれも次の2次安定性(second order stationarity)の仮説が成立していることがクリッキング法を適用するための前提条件となる(新井, 1985)。すなわち、

- ・対象領域内の任意の点における期待値は、点の位置に無関係に一定となる。
- ・一定の間隔にある任意の2点間の値には共分散が存在し、それは領域内に占める点の位置には無関係である。

クリッキング法は鉱量・品位の評価のみならず、例えば正路(1985)は噴気帯における放熱量の分布解析に、茂木・山口(1987)は深海底マンガング塊鉱床の探査における最適サンプリング密度をコスト面から求める問題に、Burrough(1990)は土壌成分の解析に、およびAoki and Inaba(1990)は透水係数の分布モデルの構築にクリッキング法の適用を試みている。地球物理学への地球統計学の応用も検討され始めたところである(Easkey, *et al.*, 1990; Shive, *et al.*, 1990)。

5つのカテゴリーの他に、測定データのフラクタル的特徴を利用した補間法を横矢ほか(1987)は提唱し、それを地形データの内挿に適用した試みが向井(1988)によって報告されている。しかしながら、この手法は不規則に分布するデータの補間には適用できない。

以上の手法のいくつかを、山田(1981)、井上(1990)、Burrough(1990)は適用可能なデータの分布状態、演算量、格子状に補間した値に基づく等値線の美しさ、などの観点から比較しているが、各手法の精度は明らかでない。力学的問題のアナロジーによる補間法と地球統計学の両方の利点をもった手法も検討すべき課題であると考えられる。

また、地質情報には測定誤差とともに地質固有の曖昧性が含まれる場合がある。そこで、その表現にZadeh(1965)によって提唱されたFuzzy理論を用いることを横田・升本(1984)は試みた。さらに富長(1990)は岩石・岩盤の分類に、Yun and Huang(1987)は採掘法の選定に、佐藤・寺田(1985)は斜面崩壊の予測法にファジィ理論を適用している。しかし、2次元分布のデータの補間にファジィ理論を適用した例は

Baridossoy, *et al.* (1990a, b)にみられるのみであり、本研究ではファジィ線形回帰モデル(田中ほか, 1982)を利用した新しい補間法を提唱する。さらに、時系列的な変化を示す地質情報も存在するので、その解析に松本ほか(1989)のような多変量回帰モデルを数理地質学手法として適用する試みについても述べる。

すでに掲げた文献を含めても、数理地質学的手法を地盤・岩盤の工学的問題に適用した例は限られており、その有用性を追求する点に本研究の意義がある。岩盤工学では亀裂、あるいは節理と呼ばれる不連続面の解析が重要なテーマの1つである。Price(1957)、Engelder and Geiser(1980)、Engelder(1982)は、広い範囲にわたってほぼ同じ方位を示す節理の成因を地殻に作用する広域応力場との関連から考察した。また、Oda, *et al.* (1987)は節理の確率的な方位分布モデルを構築するための手法を開発し、La Pointe and Hudson(1985)は節理の出現頻度の解析に地球統計学の応用を報告している。しかしながら、節理がもつ多様な属性の空間的分布の解析に数理地質学的手法を応用した例は皆無に等しい。

一方、未固結の地盤においては、都市防災などのために断層の位置を特定することの必要性が指摘される。Müller(1927)やHatuda(1953)をはじめとする多くの研究によって明らかにされているように、土壌ガス中の放射線強度は断層の存在と関連する。この理由で、放射能探査は地盤の断層調査のための簡便、かつ有効な手法として利用されている。この放射能探査データも離散点で得られ、断層を見出すにはデータの2次元分布の解析が必要となる。しかし、そのような解析を行った例は、跡津川断層付近でγ線を測定した升本・竹花(1983)以外に見当たらない。

さらに、現在行われている露天掘鉱山の採掘計画では、主に地形という幾何学的形状に基づいて計画域の採掘量や輸送コストが算定される(Magda, 1985; Brown, *et al.*, 1988; 永田・山崎, 1985a, b)。ここに、本研究では多様な属性をもつ地質情報を組み込んだ手法について検討する。

次に、Bliss(1986)などが指摘しているように、大量の地球科学データを体系的にまとめ上げることによって多くの目的に利用可能な情報源となり得るので、②のテーマについてもこれまで報告された研究成果は多い。開発されたデータベースの種類も豊富であり、花岡ほか(1981)による地熱情報データベース、中山・柿崎(1990)による石油探鉱の坑井データベースなどがある。特に資料の豊富さゆえに地質柱状図のデータベース化が盛んに行われ、幾志(1973)をはじめとしてBuell(1984)、Walters(1985)、Chaplow(1986)、Raper and Wainwright(1987)、中山ほか(1989)、Apon(1991)、Bellotti and Dershowitz(1991)など数多くの報告例がある。風間ほか(1989)と岩尾(1989)は、日本における地質柱状図のデータベース化の現状と問題点についてまとめている。これらの報告例ではデータベース化の手法、データの

検索・出力方法に主眼が置かれており、地盤の地震工学的特性の評価のみにデータベースの利用が限られている。すなわち、小川・星野(1976)などが指摘しているように地質とS波速度とに相関がみられることから、幾志(1982)、諸星・幾志(1988)、幾志(1990)がサイスミック・マイクロゾーニングに、岩崎ほか(1990)や服部ほか(1992)は液状化ポテンシャルの算出にデータベースの利用を報告している。地質や物性の分布に関する解析例としては、地質柱状図から堆積物の重なり方の規則性を見出したMiall(1973)、Yamamoto and Nakagawa(1974)、渡辺(1982)、およびN値の分布を検索した松澤ほか(1989)、松井ほか(1990)があげられるが、広域的な地盤構造をモデル化するには至っていない。そこで、本研究では地盤情報データベースの高度利用のために数理地質学的手法の適用を試み、この分野での新しい展開を図る。

さらに、GIS (Geographical Information System) と呼ばれる③のテーマは、地質学・地球物理学・地球化学・リモートセンシングからの複数の情報を重ね合わせることで、地質現象に対しての深い理解を得ようとするものである(例えばEliason, et al, 1983; Moon, et al, 1991)。GISでは、高解像度でマルチスペクトルの情報を持ち、しかもあらゆる地域を周期的に観測した人工衛星画像が重要な要素の1つである。これまで、石油・鉱物資源の探査には人工衛星画像が盛んに利用され、スペクトル情報の分類による岩石の変質域の特定(Rowan, et al, 1987)、断裂構造と関連したリニアメントの抽出(O'leary and Simpson, 1977; 古宇田ほか, 1984; 大地ほか, 1987)などが行われている。しかし、地盤・岩盤工学の分野における人工衛星画像の利用例はごく僅かであり、幾志(1982)、諸星(1989)が画像から特定された都市域と軟弱地盤との重ね合わせを報告しているにすぎない。本研究では、地盤情報データベースから抽出された特徴の解釈、物理探査結果の解釈、および探掘計画における景観シミュレーションに人工衛星画像の適用を試みる。

1.3 本研究の概要

本研究の目的は、構造物の計画・設計段階で得られる地盤、あるいは岩盤の性状に関する多様な情報をまとめ上げ、それらに適切な解析手法を開発することである。さらに、その手法の応用によって地質構造、亀裂構造の特徴を抽出し、それらの構造のモデル化を行う。一旦モデルが構築されれば物理量を算定するための種々の数値シミュレーションが実施でき、工学への応用が図られる。本論文の流れを、解析手法、構築されるモデル、モデルと組み合わせられるシミュレーション法とそこから得られる物理量、および応用分野に基づいてまとめると図1のようである。以下では各章の概要を述べる。

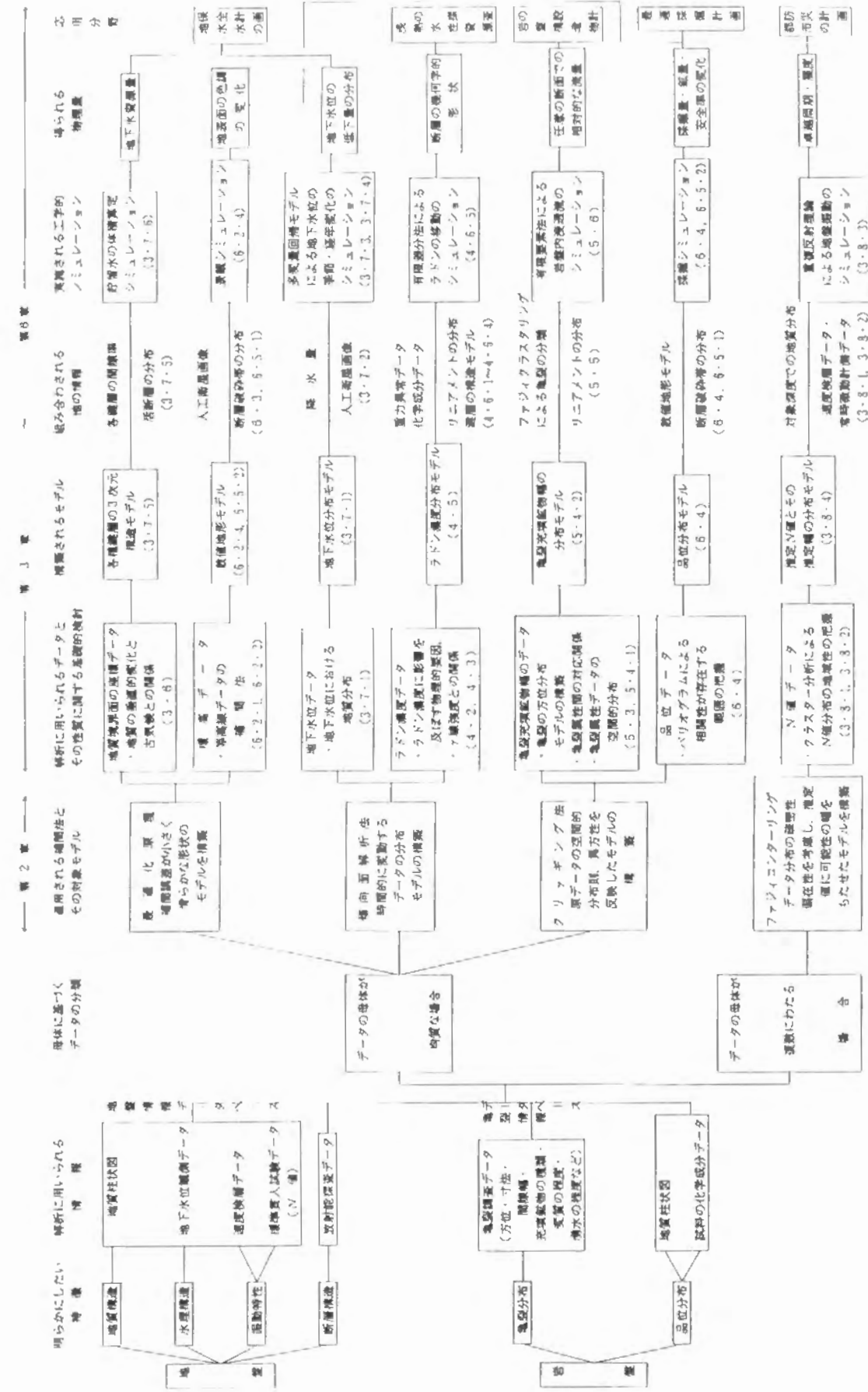


図1 対象とする情報、解析手法、構築されるモデル、モデルと組み合わせられるシミュレーション法とそこから得られる物理量、および応用分野に基づいてまとめた本論文の流れ(各項目の()内の数字はそれに対応する章・節を表す)

本研究で主に対象とする情報は、地質、地盤物性、地下水位、亀裂、鉱石品位であり、これらはボーリングコアや孔壁を利用して得られる。したがって、データ量は多く、データには次のような特徴がある。

- ・データ点の位置は等間隔ではない。
- ・主観的判断に基づく定性的なデータが混在する。
- ・時間的に変動するデータが混在し、変動パターンは領域内に占めるデータの位置によって異なる。
- ・データ値の分布に空間的な相関性が存在し、近くに位置するデータほど同様の値を示す。その相関性が方向によって異なる場合もある。

このように多様なデータを1つの補間法によって処理し、地盤・岩盤の性状に関する空間的なモデリングを行うことは不可能である。そこで第2章では、滑らかな形状のモデルを構築しても妥当なデータと、データ母体の不均質性に起因してモデルに不連続部が生ずるデータとに分け、各データに対する適切な手法を明らかにする。前者のデータの解析に適用する手法は最適化原理、クリッキング法、傾向面解析法であり、各手法を次のように使い分ける。

- ・原データとモデルとの差、すなわち補間誤差が小さい地質構造モデルを構築する場合
… 最適化原理
- ・原データの異方性（方向性）を重視したモデルを構築する場合
… クリッキング法
- ・時間的に変動するデータを処理し、大局的な傾向を表すモデルを構築する場合
… 傾向面解析法

一方、複数の母体から得られたデータに対しては、それらを補間、あるいは分類するためにファジィ理論を応用した手法を提案する。以上の手法を、未固結地盤の地質構造・水理構造・断層構造・振動特性、岩盤の水理学的性質と密接に関連した亀裂構造、および鉱石品位の分布構造の解明に適用する。

第3章では沖積平野における地質の垂直的变化とその要因を明らかにするとともに、同年代の地層の構造をモデル化することで断層を抽出し、堆積盆地の活構造を推定する。この地質構造モデルに基づいて地下水の保全のために水資源量を評価し、地下水位の季節変化・経年変化も推定する。また、地盤の地震工学的な評価のために、 N 値の分布を明らかにし、これを利用して地盤振動シミュレーションを行う。

第4章では温泉資源の胚胎と関連する断層の抽出を目的とし、放射能探査データに傾向面解析法の適用を試みる。放射能探査にはラドン探査と γ 線探査の2種類があるが、いずれの手法が断層の抽出に有効であるかを理論的・実験的に検討する。また、本解析法によって推測された潜在断層と人工衛星画像の処理によるリニアメントの分布、およびボーリングデータに基づく地下構造モデルとの対応を議論し、地質学・地

球物理学・地球化学という複数の観点からの解析結果を統合することの重要性を指摘する。

第5章では岩盤の水理学的特性の把握を目的とし、地質学的・鉱物学的な観点からの亀裂調査データをデータベース化するとともに、亀裂の方位と属性の空間的分布を明らかにする。ここでは亀裂の方位を考慮して調査データを補間するために、地球統計学の適用を試みる。また、ファジィクラスタリングによって亀裂属性の類似性を評価し、連続性が良く、しかも透水性が高いと推定される亀裂を特定する。

第6章では数理地質学的手法の資源開発への適用を図り、地質・品位・亀裂分布の情報を組み込むことで経済性と保全性を考慮した新しい採掘シミュレーション法を提唱する。この手法を石灰石鉱山のモデル地区に応用し、鉱量と安全率との兼ね合いから最適な採掘範囲を特定する試みについて述べる。また、従来とは異なる地形モデルの作成法と人工衛星画像を利用した景観シミュレーション法も提案する。

最後に、本研究で得られた一連の成果を第7章にまとめる。

参 考 文 献

- Akima, H. (1978) A method of bivariate interpolation and smooth surface fitting for irregularly distributed data points, *ACM trans. Math. Software*, Vol. 4, pp.143~159.
- Aoki, K. and Inaba, T. (1990) Geostatistical methods for the establishments of geomechanical models, *Proc. of Int. Symp. on Advances in Geological Engineering, Beijing, China*, pp.1~10.
- Apon, W. (1991) A new algorithm for coding geological terminology, *Computers & Geosciences*, Vol.17, No.7, pp.883~893.
- 新井勝男 (1985) 地球統計学の基本的概念とその応用－鉱山品位のKrigingとシミュレーションについて－, *鉱山地質*, Vol.35, No.4, pp.299~311.
- Bardossy, A., Bogardi, I. and Kelly, W.E. (1990a) Kriging with imprecise (fuzzy) variograms, I. Theory, *Mathematical Geology*, Vol.22, No.1, pp.63~78.
- Bardossy, A., Bogardi, I. and Kelly, W.E. (1990b) Kriging with imprecise (fuzzy) variograms, II. Application, *Mathematical Geology*, Vol.22, No.1, pp.81~94.
- Bellotti, M.J. and Dershowitz (1991) Hydrogeological investigations: data and information management, *Computers & Geosciences*, Vol.17, No.8, pp.1119~1136.
- Bliss, J.D. (1986) Management of earth-science database and a small matter of data quality, *Microcomputer Applications in Geology* (Hanley, J.T. and Merriam, D. F., eds.), 258p.; pp.113~120.

Briggs, I. C. (1974) Machine contouring using minimum curvature, *Geophysics*, Vol. 39, pp. 39~48.

Brown, D. J., Ashton, A. R., Croghan, J. A. and Johnson, S. M. (1988) Concepts in computer aided mine design and planning, *Mining Science and Technology*, Vol. 7, pp. 99~119.

Buell, D. A. (1984) A retrieval system for well information data, *Computers & Geosciences*, Vol. 10, No. 2-3, pp. 205~209.

Burrough, P. A. (安仁屋政武・佐藤 亮 訳) (1990) 地理情報システムの原理—土地資源評価への応用—, 古今書院, 282p. ; pp. 173~195.

Chaplow, R. (1986) Production of borehole logs using a microcomputer, *Quarterly Journal of Engineering Geology*, London, Vol. 19, pp. 291~299.

David, M. (1977) *Geostatistical ore reserve estimation*, Elsevier Scientific Publishing Company, 364p.

Davis, J. C. (1973) *Statistics and data analysis in geology*, John Wiley & Sons, 550p.

Dubrule, O. and Kostov, C. (1986) An interpolation method taking into account of inequality constraints: I. Methodology, *Mathematical Geology*, Vol. 18, No. 1, pp. 33~51.

Easley, D. H., Borgman, L. E. and Shive, P. N. (1990) Geostatistical simulation for geophysical applications—Part I: Simulation, *Geophysics*, Vol. 55, No. 11, pp. 1435~1440.

Eliason, P. T., Donovan, T. J. and Chavez, Jr. P. S. (1983) Integration of geologic, geochemical, and geophysical data of the Cement oil field, Oklahoma, using spatial array processing, *Geophysics*, Vol. 48, No. 10, pp. 1305~1317.

Engelder, T. and Geiser, P. (1980) On the use of regional joint sets as trajectories of paleostress fields during the development of the Appalachian Plateau, New York, *Jour. of Geophysical Research*, Vol. 85, No. B11, pp. 6319~6341.

Engelder, T. (1982) Is there a genetic relationship between selected regional joints and contemporary stress within the lithosphere of North America?, *Tectonics*, Vol. 1, No. 2, pp. 161~177.

Gilchrist, B. and Cressman, G. P. (1954) An experiment in objective analysis, *Tellus*, Vol. 6, pp. 309~318.

Gonzalez-Casanova, P. and Alvarez, R. (1985) Splines in geophysics, *Geophysics*, Vol. 50, No. 12, pp. 2831~2848.

Goodman, A. (1983) COMPARE: A FORTRAN IV program for the quantitative compar-

ison of polynomial trend surfaces, *Computers & Geosciences*, Vol. 9, No. 3, pp. 417~454.

花岡尚之・矢野雄策・津 宏治・小川克郎 (1981) 地熱情報データベースシステム, 月刊 地球, Vol. 3, No. 5, pp. 286~294.

Hatuda, Z. (1953) Radon content and its change in soil air near the ground surface, *Mem. Coll. Sci., Kyoto Univ., Ser. B*, Vol. 20, pp. 285~306.

服部定育・後藤典俊・小関賢裕・高屋 正・今里武彦 (1992) 小都市地域における地震災害の予測と対策 その2: 室蘭市港地区における液状化予測, 地震 第2輯, Vol. 45, pp. 157~167.

Hessing, R. C., Lee, H. K., Pierce, A. and Powers, E. N. (1972) Automatic contouring using bicubic functions, *Geophysics*, Vol. 37, No. 4, pp. 669~674.

平野昌繁・横田修一郎 (1976) 西南日本を例にとった電子計算機による地形数値解析, 地理学評論, Vol. 49, No. 7, pp. 440~454.

幾志新吉 (1973) 地盤資料(土質柱状図)の電算化と検出法, 土と基礎, Vol. 21, No. 3, pp. 89~94.

幾志新吉 (1982) 震害予測のための土質柱状図データベースの利用手法, 土質工学会論文報告集, Vol. 22, No. 3, pp. 152~160.

幾志新吉 (1990) 都市地盤地質柱状図データベースシステム, 地学雑誌, Vol. 99, No. 6, pp. 578~586.

井上 公 (1985) 一般化インパース理論に基づく離散データの平滑化, 情報地質, No. 10, pp. 105~134.

井上 誠 (1990) 各種等値線図手法の比較, 情報地質, Vol. 1, No. 1, pp. 139~142.

岩尾雄四郎 (1989) 地盤データベースに関する問題点と今後の展望, 土木学会論文集, No. 409/IV-11, pp. 145~150.

岩崎好規・諏訪靖二・山本浩司 (1990) 地域地盤地質情報に対する地盤工学データベース・システムの開発と構築理念, 情報地質, Vol. 1, No. 1, pp. 103~113.

Journel, A. G. and Huijbregts, C. H. J. (1978) *Mining geostatistics*, Academic Press, 600p.

風間秀彦・岩崎公俊・堀井克己 (1989) 地盤情報データベースの現状と問題, 土と基礎, Vol. 37, No. 1, pp. 11~16.

古宇田亮一・小川克郎・嶋崎吉彦・佐藤仕郎・小野雅敏 (1984) ランドサットMSS画像のディジタル処理による九州南部の地形・地質構造解析, 日本リモートセンシング学会誌, Vol. 4, No. 4, pp. 321~340.

La Pointe, P. R. and Hudson, J. A. (1985) Characterization and interpretation of rock mass joint patterns, *Special Paper 199 of the Geological Society of America*, 37p.

Magda, R. (1985) Aspects of optimum mine site selection, *Mining Science and Technology*, Vol. 2, pp. 217~228.

升本眞二・竹花康夫 (1983) γ 線探査による跡津川断層, 月刊 地球, Vol. 5, No. 7, pp. 436~440.

松井謙二・前田良刀・石井 清・鈴木 誠 (1990) 空間的な変動を考慮した N 値のデータ処理—九州横断道小郡高架橋への適用—, 土と基礎, Vol. 38, No. 8, pp. 23~27.

松本則夫・高橋 誠・北川源四郎 (1989) 地震にともなう地下水位変動の定量的な検出法の開発—多変量線形回帰モデルの地下水位時系列への適用—, 地質調査所月報, Vol. 40, No. 11, pp. 613~623.

松澤 宏・西堀高弘・杉村昌広 (1989) 地盤情報としての「最新名古屋地盤図」, 土と基礎, Vol. 37, No. 1, pp. 53~58.

Miall, A. D. (1973) Markov chain analysis applied to an ancient alluvial plain succession, *Sedimentology*, Vol. 20, pp. 347~364.

茂木源人・山口梅太郎 (1987) 深海底マンガン団塊の広域調査における最適サンプリング密度, 日本鉱業会誌, Vol. 103, No. 11, pp. 757~761.

Moon, W. M., Chung, C. F. and An, P. (1991) Representation and integration of geological, geophysical and remote sensing data, *Geoinformatics*, Vol. 2, No. 2, pp. 177~182.

諸星敏一・幾志新吉 (1988) ボーリング柱状図データベースによるサイスミック・マイクロゾーニング, 地学雑誌, Vol. 93, No. 5, pp. 489~503.

諸星敏一 (1989) 沖積地盤の特性の検出—地盤の液化・振動特性—, 日本リモートセンシング学会誌, Vol. 9, No. 4, pp. 456~459.

向井幸男 (1988) DTM内挿法の研究, 日本リモートセンシング学会第8回学術講演会論文集, pp. 9~12.

Müller, F. (1927) Radioaktivitätsmessungen als geophysikalische Aufschlussmethode, *Zeits. Geophys.*, Vol. 3, pp. 330~336.

永田 隆・山崎治郎 (1985a) パーソナルコンピュータを利用した採掘シミュレーションについて—(その1)—, 骨材資源, No. 65, pp. 22~29.

永田 隆・山崎治郎 (1985b) パーソナルコンピュータを利用した採掘シミュレーションについて—(その2)—, 骨材資源, No. 66, pp. 97~104.

中山 洋・古沢 二・久原文規・今泉繁良 (1989) 熊本地域における地盤調査資料のデータベース化とその利用, 土と基礎, Vol. 37, No. 1, pp. 59~64.

中山一夫・柿崎恭子 (1990) 石油探鉱における坑井データベース—“WORLDWELL”に

ついて—, 情報地質, Vol. 1, No. 1, pp. 41~49.

Nguyen, V. U. (1985) Some fuzzy set applications in mining geomechanics, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, Vol. 22, No. 6, pp. 369~379.

野藤孝裕・升本眞二・弘原海清・塩野清治 (1985) 測線データの格子データへの変換による三次元的な地質構造の復元—指向性を持つWeighted least square methodによる方法—, 情報地質, No. 10, pp. 135~144.

Oda, M., Hatsuyma, Y. and Onishi, Y. (1987) Numerical experiments on permeability tensor and its application to jointed rock mass at Stripa mine, Sweden, *Jour. of Geophysical Research*, Vol. 92, No. 8, pp. 8037~8048.

小川 好・星野 務 (1976) 都内のS波速度と地震基盤について, 応用地質, Vol. 17, No. 3, pp. 89~99.

大地正高・駒井二郎・新井勝男・藤岡洋介・徳尾貴昭・大谷健二 (1987) 衛星MSSデータからのリニアメント自動抽出とその地質学的評価, 鉱山地質, Vol. 37, No. 2, pp. 99~108.

大西行雄 (1975) スプライン法を用いた2次元補間について, 日本海洋学会誌, Vol. 31, pp. 259~264.

O'Leary, D. W. and Simpson, S. L. (1977) Remote sensor applications to tectonism and seismicity in the northern part of the Mississippi embayment, *Geophysics*, Vol. 42, No. 3, pp. 542~548.

Pelto, C. R., Elkins, T. A. and Boyd, H. A. (1968) Automatic contouring of irregularly spaced data, *Geophysics*, Vol. 33, No. 3, pp. 424~430.

Price, N. J. (1957) Mechanics of jointing in rocks, *Geological Magazine*, Vol. XCVI, No. 2, pp. 149~167.

Rendu, J. M. (1984) Geostatistical methods of ore reserve estimation, *Mining Geology*, Vol. 34, No. 3, pp. 197~224.

Raper, J. F. and Wainwright, D. E. (1987) The use of the geotechnical database 'Geoshare' for site investigation data management, *Quarterly Journal of Engineering Geology*, London, Vol. 20, pp. 221~230.

Rowan, L. C., Anton-Pacheco, C., Brickey, D. W., Kingston, M. J., Payas, A., Vergo, N. and Crowley, J. K. (1987) Digital classification of contact and metamorphic rocks in Extremadura, Spain using Landsat thematic mapper data, *Geophysics*, Vol. 52, No. 7, pp. 885~897.

佐藤忠信・寺田倫康 (1985) ファジィ理論に基づく斜面崩壊資料の整理と崩壊予測法, 京大防災研究所年報, No. 28B-2, pp. 63~86.

塩野清治・弘原海清・升本眞二 (1986) 最適化原理による地層断面の推定, 情報地質,

No. 11, pp. 197~236.

塩野清治・弘原海清・升本眞二 (1987) 最適化原理による地層面の推定, 情報地質, No. 12, pp. 299~328.

Shive, P. N., Lowry, T., Easley, D. H. and Borgman, L. E. (1990) Geostatistical simulation for geophysical applications—Part II : Geophysical modeling, *Geophysics*, Vol. 55, No. 11, pp. 1441~1446.

正路徹也 (1985) 鉱山探査に利用される若干の数理地質学的手法, 鉱山地質, Vol. 35, No. 2, pp. 105~118.

田中英夫・上嶋 暁・浅居喜代治 (1982) ファジィ関数による線形回帰モデル, 日本オペレーションズ・リサーチ学会誌, Vol. 25, No. 2, pp. 162~174.

富長勇作 (1990) 地質学へのファジー集合論応用の取り組み, 情報地質, Vol. 1, No. 1, pp. 67~73.

Walters, M. and Loyd, J. W. (1985) The use of a micro computer for recording and analysis of borehole logging data in hydrogeological investigations, *Quarterly Journal of Engineering Geology*, London, Vol. 18, pp. 381~389.

Watson, D. F. (1982) ACORD : Automatic contouring of raw data, *Computers & Geosciences*, Vol. 8, No. 1, pp. 97~101.

渡辺邦夫 (1982) 推移確率とエントロピーを用いた平野部地下地質の定量的把握と地盤のモデル化—埼玉県所沢, 鷲宮コアボーリング柱状図の解析例—, 応用地質, Vol. 23, No. 1, pp. 33~45.

山田俊雄 (1981) コンピューターによる地質図面の作成, 竹内寿久編「秋田県北鹿地域の地質構造図」, (社)日本鉱業会, 38p. ; pp. 3~16.

山本嘉一郎 (1973) 電算機によるTrend Surface Analysisとその使用例, 地質学雑誌, Vol. 79, No. 5, pp. 349~362.

Yamamoto, K. and Nakagawa, Y. (1974) Time trend analysis of the Plio-Pleistocene sequence in the central part of Iniki district, Japan, *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. Mineral.*, Vol. 40, No. 2, pp. 45~65.

Yamamoto, K. and Nishiwaki, N. (1975) FORTRAN program of preparing contour map for geologic use, *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. Mineral.*, Vol. 41, pp. 1~34.

横矢直和・山本和彦・舟久保 登 (1987) フラクタルによる3次元自然形状の解析とその地形モデル作成への応用, 電子情報通信学会論文誌D, Vol. J70-D, No. 12, pp. 2605~2614.

横田修一郎・升本眞二 (1984) 地質データのFUZZY性とその表現, 月刊 地球, Vol. 6, No. 5, pp. 308~314.

Yun, Q. X. and Huang, G. Q. (1987) A fuzzy set approach to the selection of mining method, *Mining Science and Technology*, Vol. 6, pp. 9~16.

Zadeh, L. A. (1965) Fuzzy sets, *Information and Control*, Vol. 8, pp. 338~353.

第2章 離散分布データの補間法

2・1 研究の目的

重力や比抵抗などの物理探査データ、鉱石の品位や土壌の化学成分などの地球化学データ、あるいは標準貫入試験などの原位置試験データは多数の測点において得られるが、一般に測点の配置は格子状よりも測定条件の制約から不規則状である。このような測定（原）データをもとに対象範囲の全体的な性質を解釈するための第一段階として、データの等値線を描く作業がよく行われ、これはコンターリング（contouring）と呼ばれている。しかし、データ数が多いのでコンターリングには労力を要し、また主観的な判断に基づくゆえに等値線の形状に個人差が生じる。そのため、適切な等値線の自動作成を目的とし、コンピュータが利用される。すなわち、対象範囲を格子に区切り、ランダム分布の原データを補間することで格子データに変換する。これによって等値線が容易に描けるようになる。これまでに種々の補間法が提案されているが、各手法の精度やどのような種類のデータに適用するのが妥当であるかについては明らかでない。そこで、本研究では地盤・岩盤構造の適切なモデルを構築するために補間法を体系付け、新たに補間規準を設定することで、各手法の精度の評価と適用可能なデータ種の特定を試みる。

2・2 補間法の分類

これまでに提案されている補間法は1・2で述べたように5つのカテゴリーに分類でき、各カテゴリーを代表する手法は次のようにまとめられる。

- (1) 測点を頂点とする三角形を作成し、各三角形内の形状を多項式で表現するネットワーク法。
- (2) 局所的内挿法であり、格子点とデータ点との距離を重みとする移動平均法。
- (3) データ値の分布を近似するような関数形を求める傾向面解析法。
- (4) 力学的ポテンシャルエネルギーの最小問題のアナロジーである最適化原理。
- (5) データ値の空間的分布則を考慮し、補間値の統計的誤差が最小となるように重み係数を求めるクリッキング法。

これらの中では(1)の手法による補間結果がデータの位置に最も強く支配される。例えば、測点がほぼ直線状に並び偏平な三角形が多く形成される場合も考えられるので、様々な分布形態を取り得る地球科学データの補間に(1)の手法を適用するのは妥

当でない。他の4手法については、補間の目的によって(3)と(2)・(4)・(5)の2つに分けられる。この理由は次のとおりである（小池・大見，1994）。

地球科学データの中には地下水位などの時間的に変動する確率的なデータも含まれ、その分布傾向を表すモデルを作成するには各データに変動の程度に応じた重み係数を与える必要がある。すなわち、変動が小さい地点ほどモデルが原データに近づくような設定を行う。このように各データに物理的に意味のある重み係数を与えられるのは、重み付き最小2乗法を用いる傾向面解析法のみである。他の3手法は原データを誤差や変動が小さい決定論的なものとみなし、モデルがすべての原データとなるべく一致することを目的として補間値を算出する。

さらに、(2)・(4)・(5)について検討すると、(5)の最適内挿法のクリッキング法は補間値の誤差を推定できる唯一の方法であるが、第一にデータの母体となる地質の均質性（地質が同じであること）を必要とし、一定不変の束縛条件（stationarity constraints）が満足される場合にのみ有意義な結果を与えることが知られている（Rendu, 1984）。(4)の最適化原理は補間によって形成されるモデルの滑らかさを強調するので（塩野ほか，1987）、これも加重平均をとる(2)の移動平均法と同様に地質的均質性を前提とした補間法である。しかし、実際の測定データには母体の異なるものが混在する場合もあり得る。この場合には各母体の境界付近における原データの値の変化は滑らかでなく、そこに位置する格子点での補間値の推定幅は大きくなるはずである。

以上の考察から、補間の対象は確率論的データと決定論的データに分かれ、後者はさらに(I)母体が均質であるデータと(II)複数の母体からなるデータとに細分されるので、各場合に対する適切な補間法を見出す必要がある。(I)の補間例としては地質境界面のモデル化などがあげられ、次節で既知の関数の復元問題と補間規準を設定し、各手法の精度を比較する。一方、 N 値やS波速度などの地質工学的パラメータの補間が(II)の例としてあげられ、データの母体の相違を補間結果に反映させるため、ここにファジィ理論を応用したコンターリング（小池・大見，1991）を提唱する。

2・3 母体が均質なデータに対する補間法

2・3・1 各種補間法の内容

測定（原）データ値の誤差が小さく、しかもその分布が複雑である場合にも適用可能な補間法として検討の対象としたのは、移動平均法、最適化原理、クリッキング法、および最適化原理とクリッキング法とを組み合わせた手法である。ただし、ここでは断層のように予めモデルの形状を制約するような条件は考慮しない。図2・1に示すような直交座標系を設定し、各データの平面上での位置を (x_k, y_k) 、データ値を z_k （ $k = 1, \dots, n$ ； n はデータ数）と表す。また、データが分布する任意の領域を各辺

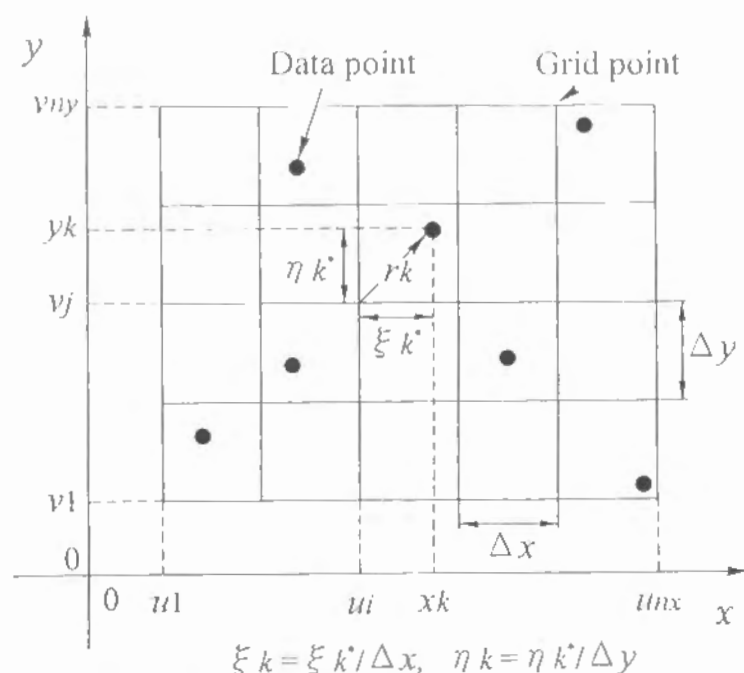


図2・1 2次元領域内に分布する測定（原）データと補間のためにそれを覆う格子

が x 軸もしくは y 軸に平行する格子で区切り、各格子点での値を各手法によって求める。これを格子データと称する。 x 軸と y 軸方向の格子数をそれぞれ n_x , n_y , 各格子点の (x, y) の座標を (u_i, v_j) , 格子データを f_{ij} ($i=1, \dots, n_x; j=1, \dots, n_y$) とし、各手法の内容を以下にまとめる。

① 移動平均法

格子点の周囲に分布する m 個の原データ ($m \leq n$) に基づき、それらと格子点との平面上での距離 r_k ($k=1, \dots, m$) を2乗し、その逆数を重み係数として f_{ij} を求める。すなわち、 f_{ij} を

$$\left. \begin{aligned} f_{ij} &= \frac{\sum_{k=1}^m (2/r_k^2)}{\sum_{k=1}^m (1/r_k^2)} \\ r_k &= \sqrt{(x_k - u_i)^2 + (y_k - v_j)^2} \end{aligned} \right\} \quad (2 \cdot 1)$$

と表現する。解析では $m=5$ とし、格子点までの距離の小さい方から5つのデータを選ぶことにする。

② 最適化原理

最適化原理とは f_{ij} で曲面 f を離散表現した場合、最も滑らかな曲面を与える f_{ij} を解とする手法である（塩野ほか，1987）。最適化原理では原データを弾性体に作用する質点力とみなし、その変形によって形成された曲面 f の滑らかさを評価する汎関数 $J(f)$ を次のように定義する。

$$\begin{aligned} J(f) &= m_1 J_1(f) + m_2 J_2(f) \\ &= m_1 \iint_R \left\{ \left(\frac{\partial f}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y} \right)^2 \right\} dx dy + m_2 \iint_R \left\{ \left(\frac{\partial^2 f}{\partial x^2} \right)^2 + 2 \left(\frac{\partial^2 f}{\partial x \partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial^2 f}{\partial y^2} \right)^2 \right\} dx dy \end{aligned} \quad (2 \cdot 2)$$

ここで、 $J_1(f)$ は「膜」の変形、および $J_2(f)$ はポアソン比 $\nu=0$ の「薄板」の変形のエネルギーを表す汎関数と同じ形である。すなわち、 $J_1(f)$ は曲面の凹凸、 $J_2(f)$ は曲面の滑らかさの程度を表し、 m_1 , m_2 はそれぞれの汎関数に対する正の重み係数である。曲面 f の離散化を

$$f = (f_{11}, f_{12}, \dots, f_{ij}, \dots, f_{n_x n_y}) \quad (2 \cdot 3)$$

で表現し、その偏微分を

$$\left. \begin{aligned} \partial f / \partial x &\equiv f_{i+1j} - f_{ij} \\ \partial f / \partial y &\equiv f_{ij+1} - f_{ij} \\ \partial^2 f / \partial x^2 &\equiv f_{i+1j} - 2f_{ij} + f_{i-1j} \\ \partial^2 f / \partial x \partial y &\equiv f_{i+1j+1} - f_{i+1j} - f_{ij+1} + f_{ij} \\ \partial^2 f / \partial y^2 &\equiv f_{ij+1} - 2f_{ij} + f_{ij-1} \end{aligned} \right\} \quad (2 \cdot 4)$$

と差分化する。ただし、簡便のため x , y 軸方向ともに格子間隔を1に設定した場合について考える。このとき、 $J(f)$ は次のように表される。

$$J(f) = m_1 \sum_{i=1}^{n_x-1} \sum_{j=1}^{n_y-1} \{ (f_{i+1j} - f_{ij})^2 + (f_{ij+1} - f_{ij})^2 \}$$

$$+m_2 \sum_{i=2}^{nx-1} \sum_{j=2}^{ny-1} \{ (f_{i+1j}-2f_{ij}+f_{i-1j})^2 + (f_{i+1j+1}-f_{i+1j}-f_{ij+1}+f_{ij})^2 + (f_{ij+1}-2f_{ij}+f_{ij-1})^2 \} \quad (2 \cdot 4')$$

以上の設定のもとで、汎関数 $J(f)$ を最小にする最適解 f_{ij} を求めるために、数理計画法で用いられるペナルティ法（例えば西川ほか(1982)など）によって、目的関数である汎関数と補間された格子データの誤差の2乗和とを線形結合した拡大目的関数 $Q(f; \alpha)$ を定義する。

$$Q(f; \alpha) = J(f) + \alpha \phi(f) \quad (2 \cdot 5)$$

ここで、 α は正の係数、 $\phi(f)$ は単位格子内に位置するデータ (x_k, y_k) ($k = 1, \dots, n$), ただし $u_i \leq x_k \leq u_{i+1}$ かつ $v_j \leq y_k \leq v_{j+1}$ ($1 \leq i \leq nx-1, 1 \leq j \leq ny-1$) の値 z_k とそれを囲む4つの格子データ $(f_{ij}, f_{i+1j}, f_{ij+1}, f_{i+1j+1})$ からの線形補間に基づく近似関数値 z_k^* との差の2乗和である。すなわち、図2・1に示すように ξ_k, η_k を格子点 (u_i, v_j) から (x_k, y_k) までの x, y 軸方向に対する相対距離 ($0 \leq \xi_k \leq 1$ かつ $0 \leq \eta_k \leq 1$) とおくと、 $\phi(f)$ は

$$\begin{aligned} \phi(f) = & \sum_{i=1}^{nx-1} \sum_{j=1}^{ny-1} \sum_{k=1}^n \delta_k \{ (1-\xi_k)(1-\eta_k) f_{ij} + \xi_k(1-\eta_k) f_{i+1j} \\ & + (1-\xi_k)\eta_k f_{ij+1} + \xi_k\eta_k f_{i+1j+1} - z_k \}^2 \end{aligned} \quad (2 \cdot 6)$$

($u_i \leq x_k \leq u_{i+1}$ かつ $v_j \leq y_k \leq v_{j+1}$ のとき $\delta_k = 1$, それ以外は $\delta_k = 0$)

と表される。

変分法によると、 $Q(f; \alpha)$ を最小化するには未知量 f_{ij} で式(2・5)を微分した式を零とおき、それを連立させればよい。その連立一次方程式は直接法か、元数が膨大な場合には繰返し法によって解く。後者の計算では f_{ij} についてまとめた次式を用いる。

$$\begin{aligned} f_{ij} = & \frac{1}{4m_1 + 20m_2 + 2\alpha \sum_{k=1}^n \delta_k^* (1-\xi_k)^2 (1-\eta_k)^2} [m_2 \{ f_{i+2j} + f_{ij+2} + f_{ij-2} \\ & + f_{i-2j} + 2(f_{i+1j+1} + f_{i+1j-1} + f_{i-1j+1} + f_{i-1j-1}) \} - (m_1 + 8m_2) (f_{i+1j} + f_{ij+1}) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & + f_{ij-1} + f_{i-1j} + 2\alpha \sum_{k=1}^n \delta_k^* (1-\xi_k)(1-\eta_k) \{ \xi_k(1-\eta_k) g_1 \\ & + (1-\xi_k)\eta_k g_2 + \xi_k\eta_k g_3 - z_k \} \end{aligned} \quad (2 \cdot 7)$$

ただし、

$$\left. \begin{aligned} \delta_k^* = 1, \quad & g_1 = f_{i-1j}, \quad g_2 = f_{ij-1}, \quad g_3 = f_{i-1j-1}; \quad u_{i-1} \leq x_k < u_i \text{ かつ } v_{j-1} \leq y_k < v_j \\ \delta_k^* = 1, \quad & g_1 = f_{i+1j}, \quad g_2 = f_{ij-1}, \quad g_3 = f_{i+1j-1}; \quad u_i \leq x_k \leq u_{i+1} \text{ かつ } v_{j-1} \leq y_k \leq v_j \\ \delta_k^* = 1, \quad & g_1 = f_{i-1j}, \quad g_2 = f_{ij+1}, \quad g_3 = f_{i-1j+1}; \quad u_{i-1} \leq x_k < u_i \text{ かつ } v_j \leq y_k \leq v_{j+1} \\ \delta_k^* = 1, \quad & g_1 = f_{i+1j}, \quad g_2 = f_{ij+1}, \quad g_3 = f_{i+1j+1}; \quad u_i \leq x_k \leq u_{i+1} \text{ かつ } v_j \leq y_k \leq v_{j+1} \end{aligned} \right\}$$

(x_k, y_k) が上記の4つの範囲以外にある場合は $\delta_k^* = 0$

f_{ij} の初期値としては最も近くに位置する原データを用い、式(2・7)に基づく繰返し数 l ($l = 0, 1, 2, \dots$) での計算値を $f_{ij}^{(l)}$ とする。計算の収束を速めるために、緩和係数 e ($1 \leq e \leq 2$) を用いて $f_{ij}^{(l)}$ と $f_{ij}^{(l-1)}$ を次のように関連付ける。

$$f_{ij}^{(l)*} = f_{ij}^{(l-1)} + e(f_{ij}^{(l)} - f_{ij}^{(l-1)}) \quad (2 \cdot 8)$$

この $f_{ij}^{(l)*}$ を新たに $f_{ij}^{(l)}$ の値におく。また、収束条件

$$\max |f_{ij}^{(l)} - f_{ij}^{(l-1)}| \leq \varepsilon \quad (i = 1, \dots, nx; j = 1, \dots, ny, \varepsilon \text{ は微小量}) \quad (2 \cdot 9)$$

を満足したときに最適解が得られたと仮定する。

③ クリッキング法

クリッキング法とは鉱床中の鉱量や鉱石品位を精度良く評価することを目的として開発された手法であり(Krige, 1951; Krige and Veckerman, 1963; Matheron, 1967), 地球統計学(geostatistics)に基づき、特定のブロックの鉱量・品位をその統計的誤差が最小となるように推定する。地球統計学で最も重要な位置を占めるのは、品位のような測定データの空間的分布則を表すバリオグラムである。バリオグラムではデ

ータ間の距離とそれらの値の分散との関係が求められ、これによってデータ間に相関性が存在する距離の範囲が見出される。すなわち、2点間の距離が h である一対のデータを選び、それらの値の差の2乗に対する期待値がバリオグラム $\gamma(h)$ であり、 $\gamma(h)$ は

$$\gamma(h) = E\{(z_k - z_l)^2\}/2 \quad (2 \cdot 10)$$

$$\text{ただし、} \sqrt{(x_k - x_l)^2 + (y_k - y_l)^2} = h \quad (1 \leq k, l \leq n)$$

と定義される。上式の E は期待値を表す。これまで金や銅などの金属鉱床における品位データの解析結果から、球モデル(spherical model)と呼ばれるバリオグラム曲線(図2・2)が多くの場合に得られることが知られている(新井, 1985)。球モデルの理論式は次のとおりである。

$$\gamma(h) = \begin{cases} C_0 + C_1 \left[\frac{3}{2} \left(\frac{h}{a^*} \right) - \frac{1}{2} \left(\frac{h}{a^*} \right)^3 \right] & 0 < h \leq a^* \\ C_0 + C_1 & h > a^* \\ 0 & h = 0 \end{cases} \quad (2 \cdot 11)$$

ここで、 a^* はレンジ(range)、 C_0 はナゲット効果(Nugget effect)、 $C_0 + C_1$ はシル(sill)と呼ばれるパラメータである。レンジはデータ間の影響範囲を表すものであり、 $h \geq a^*$ の距離にあるデータの組は互いに独立に挙動し、相関性がみられなくなる。また、シルは通常の統計学におけるデータ値の分散とほぼ等しい。

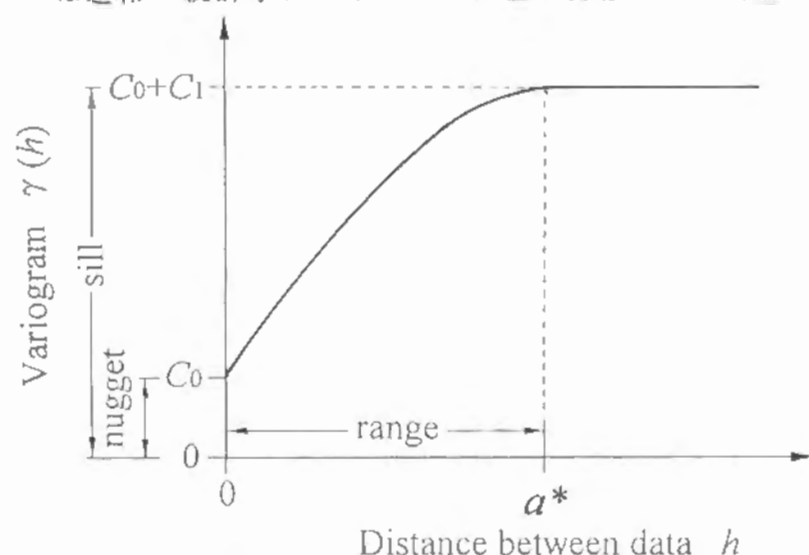


図2・2 球モデルのバリオグラム曲線

バリオグラムを用いるクリッキング法では、格子点における値を次のように算出する。前述の移動平均法と同様に、クリッキング法でも各データに重み係数を与え、その加重平均によって格子データ f_{ij} を求める。すなわち、

$$f_{ij} = \sum_{k=1}^n \lambda_k z_k \quad (2 \cdot 12)$$

ここで、 λ_k は各データに対する重み係数であり、ノンバイアス(non-bias)条件から

$$\sum_{k=1}^n \lambda_k = 1 \text{ という制約がある。いま、平面上での座標が } (x_k, y_k), (x_l, y_l) \quad (1 \leq$$

$k, l \leq n$) である1組のデータを取り、それらの距離を h_{kl} 、および格子点までの距離をそれぞれ d_k, d_l と表す。また、格子点での真の値を f_{ij}^* とすると、格子データ f_{ij} の誤差の分散(推定分散) σ_e^2 は次のように表される。

$$\begin{aligned} \sigma_e^2 &= E[(f_{ij}^* - f_{ij})^2] \\ &= \sigma_v^2 - 2 \sum_{k=1}^n \lambda_k \sigma(d_k) + \sum_{k=1}^n \sum_{l=1}^n \lambda_k \lambda_l \sigma(h_{kl}) \end{aligned} \quad (2 \cdot 13)$$

ただし、 σ_v^2 は f_{ij}^* の分散であり、本解析では格子点の大きさを考慮しないのでシル $C_0 + C_1$ に等しいとみなす。 $\sigma(d_k)$ はデータ値 z_k と f_{ij}^* との共分散、 $\sigma(h_{kl})$ は z_k と z_l との共分散を表し、

$$\left. \begin{aligned} \sigma(d_k) &= C_0 + C_1 - \gamma(d_k) \\ \sigma(h_{kl}) &= C_0 + C_1 - \gamma(h_{kl}) \end{aligned} \right\} \quad (2 \cdot 14)$$

という関係にある。 $\sum_{k=1}^n \lambda_k = 1$ の条件の下で σ_e^2 を最小化するために次の関数を設定する。

$$F = \sigma_e^2 + 2\mu \left(\sum_{k=1}^n \lambda_k - 1 \right) \quad (2 \cdot 15)$$

ただし、 μ はラグランジュの未定定数である。 F を未知量 λ_k で微分した結果を零とおき、式 (2・14) を考慮すると次の連立一次方程式が導ける。

$$\begin{cases} \sum_{l=1}^n \lambda_l \gamma(h_{kl}) + \mu = \gamma(d_k) & (k=1, \dots, n) \\ \sum_{k=1}^n \lambda_k = 1 \end{cases} \quad (2 \cdot 16)$$

重み係数 λ_k は式 (2・16) を解くことで求まる。さらに、推定分散 σ_e^2 は

$$\sigma_e^2 = \sum_{k=1}^n \lambda_k \gamma(d_k) + \mu \quad (2 \cdot 17)$$

と表せるようになり、これによって補間誤差の相対的な大きさが推定できる（例えば David(1977) など）。

以上はデータ間の距離 h が同じであれば、それに対するバリオグラムは方向によらず一定の値をとるという等方性の条件下での解析法であるが、データ値の分布は特定の方向に相関性（連続性）をもつ場合も考えられる。例えば、容易に推測できるように金の品位分布は鉱脈の方向と関連する。このような場合にはバリオグラムの算出に当り、2点間を結ぶ方向が許容範囲にあるデータの組のみを用いることで異方性が評価される。例えば、2次元分布のデータに対しては、南北、北東-南西、東西、北西-南東の4つの領域に分け、中心角が45°である各領域の中心方向から±22.5°以内の方向をもつデータの組に基づいて各領域のバリオグラムを求める。式 (2・16) と (2・17) においては、データ間、およびデータと格子点とを結ぶ方向に対応した領域のバリオグラムを用いればよい。

④ 最適化原理とクリッキング法とを組み合わせた手法（拡大最適化原理）

式 (2・5) に示す最適化原理の拡大目的関数では、共一次内挿法によって近似関数値を算出し、格子データと原データとの残差を評価する。共一次内挿法による重み係数はデータ間の距離のみに依存するので、近似関数値にはデータ値の異方性や空間的分布則が考慮されず、ペナルティ項としては適切ではない可能性も考えられる。そこで、クリッキング法による重み係数を最適化原理に適用することを試みる。そのために、まず原データからバリオグラムを求め、式 (2・6) の $\phi(f)$ を

$$\begin{aligned} \phi(f) &= \sum_{i=1}^{nx-1} \sum_{j=1}^{ny-1} \sum_{k=1}^n \delta_k \left[\lambda_1^{(k)} f_{ij} + \lambda_2^{(k)} f_{i+1j} + \lambda_3^{(k)} f_{ij+1} + \lambda_4^{(k)} f_{i+1j+1} - z_k \right]^2 \\ \lambda_1^{(k)} + \lambda_2^{(k)} + \lambda_3^{(k)} + \lambda_4^{(k)} &= 1 \end{aligned} \quad (2 \cdot 18)$$

($u_i \leq x_k \leq u_{i+1}$ かつ $v_j \leq y_k \leq v_{j+1}$ のとき $\delta_k=1$ 、それ以外は $\delta_k=0$)

と置換える。上式の $\lambda_1^{(k)}$, $\lambda_2^{(k)}$, $\lambda_3^{(k)}$, $\lambda_4^{(k)}$ は、原データと添字に対応する格子点（図 2・1）との距離に基づくバリオグラム値、すなわち $\gamma\left(\sqrt{\xi_k^2 + \eta_k^2}\right)$, $\gamma\left(\sqrt{(1-\xi_k)^2 + \eta_k^2}\right)$, $\gamma\left(\sqrt{\xi_k^2 + (1-\eta_k)^2}\right)$, $\gamma\left(\sqrt{(1-\xi_k)^2 + (1-\eta_k)^2}\right)$ を式 (2・16) に代入することで得られる重み係数である。 f_{ij} は前述の手法と同様に拡大目的関数を f_{ij} で微分し、それを零とおくことで求める。すなわち、 f_{ij} は

$$\begin{aligned} f_{ij} &= -\frac{1}{4m_1 + 20m_2 + 2\alpha \sum_{k=1}^n \delta_k^* (\lambda_1^{(k)})^2} [m_2 \{f_{i+2j} + f_{ij+2} + f_{ij-2} \\ &\quad + f_{i-2j} + 2(f_{i+1j+1} + f_{i+1j-1} + f_{i-1j+1} + f_{i-1j-1})\} - (m_1 + 8m_2)(f_{i+1j} + f_{ij+1} + f_{ij-1} \\ &\quad + f_{i-1j}) + 2\alpha \sum_{k=1}^n \delta_k^* \lambda_1^{(k)} (\lambda_2^{(k)} g_1 + \lambda_3^{(k)} g_2 + \lambda_4^{(k)} g_3 - z_k)] \end{aligned} \quad (2 \cdot 19)$$

とまとめられる。なお (δ_k^* , g_1 , g_2 , g_3) の場合分けは式 (2・7) と同じである。このように、最適化原理にクリッキング法を組み込んだ手法を拡大最適化原理と称する（小池ほか、1993）。

2・3・2 各補間法の精度の比較

4つの手法によって補間された格子データの値の分布形状と精度を比較するために、4次の多項式で表される2次元関数（これを原関数と称す）からランダムにデータ点を選び、それから原関数を復元するという問題を設定した。原関数は次の多項式で表され、これは第4章で述べる対象地区でのラドン濃度の分布傾向を参考にして任意に作成した無次元の関数である（図 2・3）。

$$\begin{aligned} f(x, y) &= 16.940 + 0.961x - 8.641y - 0.645x^2 + 0.733xy + 4.281y^2 + 0.061x^3 \\ &\quad - 0.088x^2y - 0.072xy^2 - 0.384y^3 - 0.002x^4 + 0.003x^3y - 0.004x^2y^2 \end{aligned}$$

$$+0.011xy^3+0.007y^4$$

(2・20)

対象領域 R ($0 \leq x \leq 24$, $0 \leq y \leq 12$) から図中に示す35点を選び、 x , y 軸方向ともに間隔1の格子で R を覆うことで、 25×13 個の格子点を作成した。35点における原データ値の積算頻度分布を正規確率グラフ上に表すと図2・4のようであり、正規分布からは少しずれている。また、 y 軸方向を北とみなすことで南北、北西-南東、東西、北東-南西方向のバリオグラムを作成した結果を図2・5に示す。原関数の形

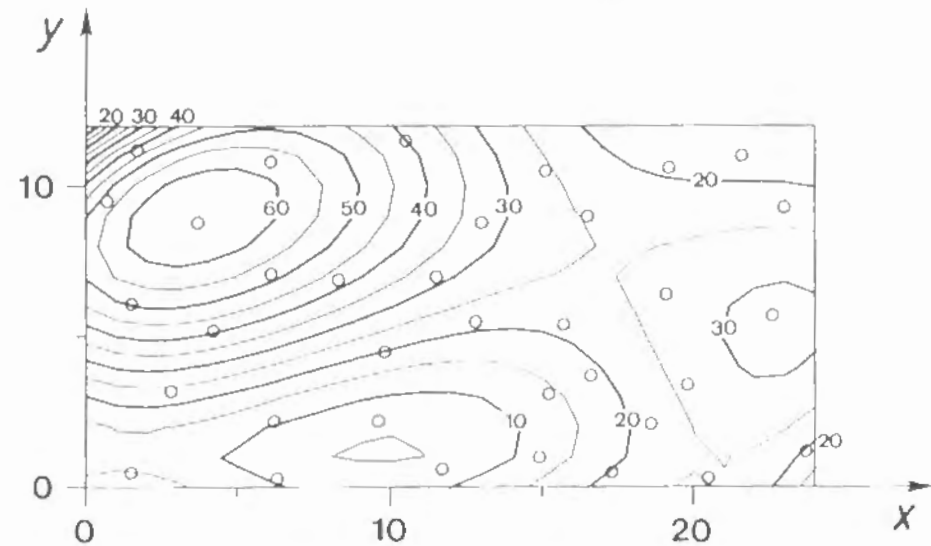


図2・3 関数の復元問題に用いた4次の多項式の等値線とランダムに選んだ35点の位置

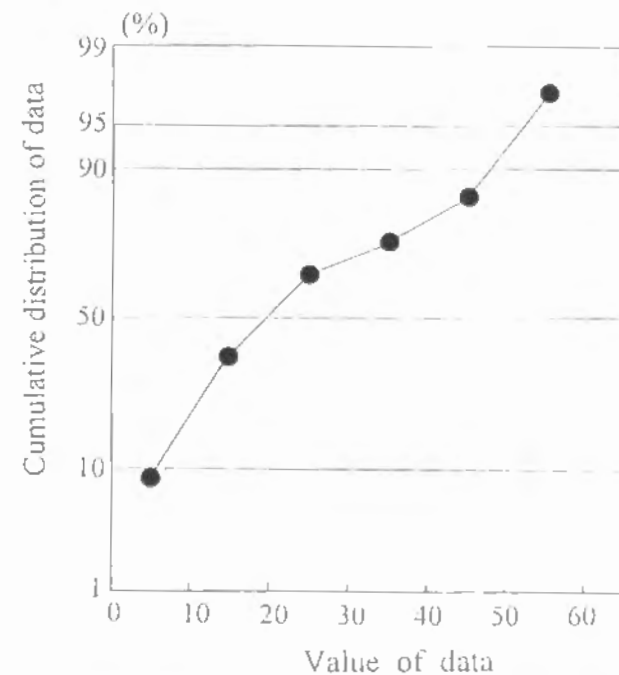


図2・4 正規確率紙上における35点のデータ値の積算頻度分布

状から容易に推測できるように、南北と北西-南東方向におけるバリオグラムは他の2方向のものと2倍以上の差があり、データ値の分散が大きい方向であることが表されている。

それぞれの手法によって各格子点ごとに算出された値に基づく等値線を図2・6に、原関数値に対するそれらの誤差の平均とその分散を表2・1に示す。最適化原理においては、式(2・5)の係数 m_1 , m_2 を1, α を30とし、式(2・9)の収束条件 ε を0.05と設定した。各手法による補間結果を比較すると、誤差とその分散が最も大きいのは格子点と原データとの距離のみを重みとする移動平均法であり、特に関数値の変化が急な部分での精度が悪くなっている。移動平均法による等値線と同様に、クリッキング法による等値線の凹凸の程度は大きい。一方、最適化原理によれば誤差とその分散は最も小さく、原関数の形状に対応した滑らかな結果が得られており、拡大最適化原理がこれに次ぐ。なお、最適化原理で m_1 と m_2 の値を1と固定した場合、 α の値の増加とともに平均誤差は図2・7のように減少する。図より $\alpha = 30$ 以上においては誤差の減少の程度は僅かとなり、収束しているとみなせる。それゆえ、上記の各係数の設定値は妥当であると考えられる。

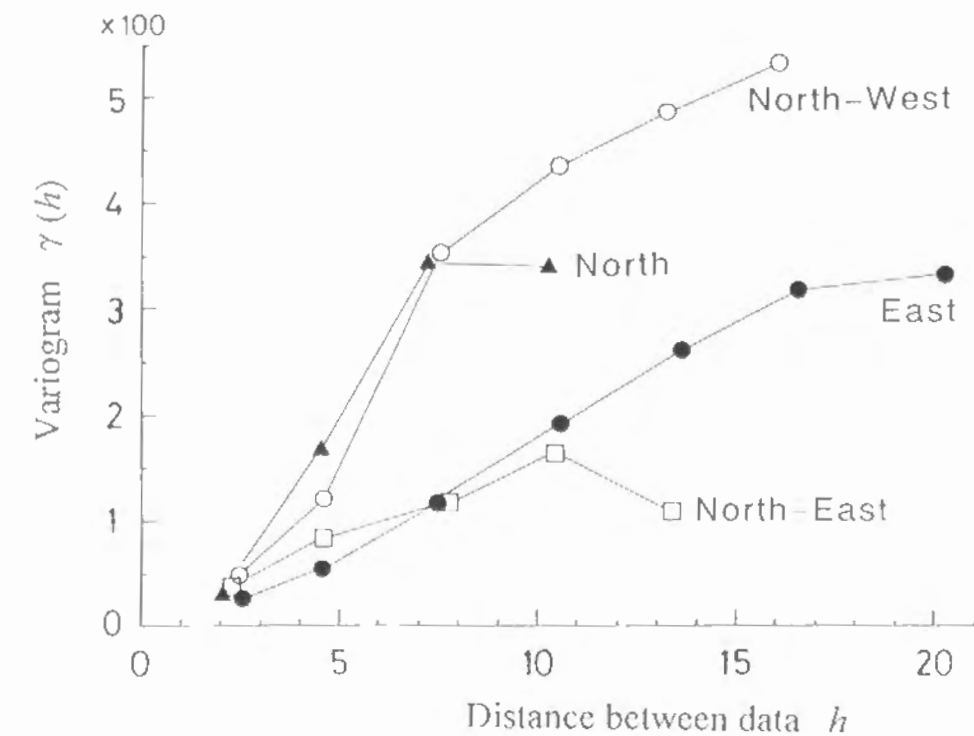


図2・5 35点のデータに基づく4方向のバリオグラム(図2・3の y 軸を北とみなした)

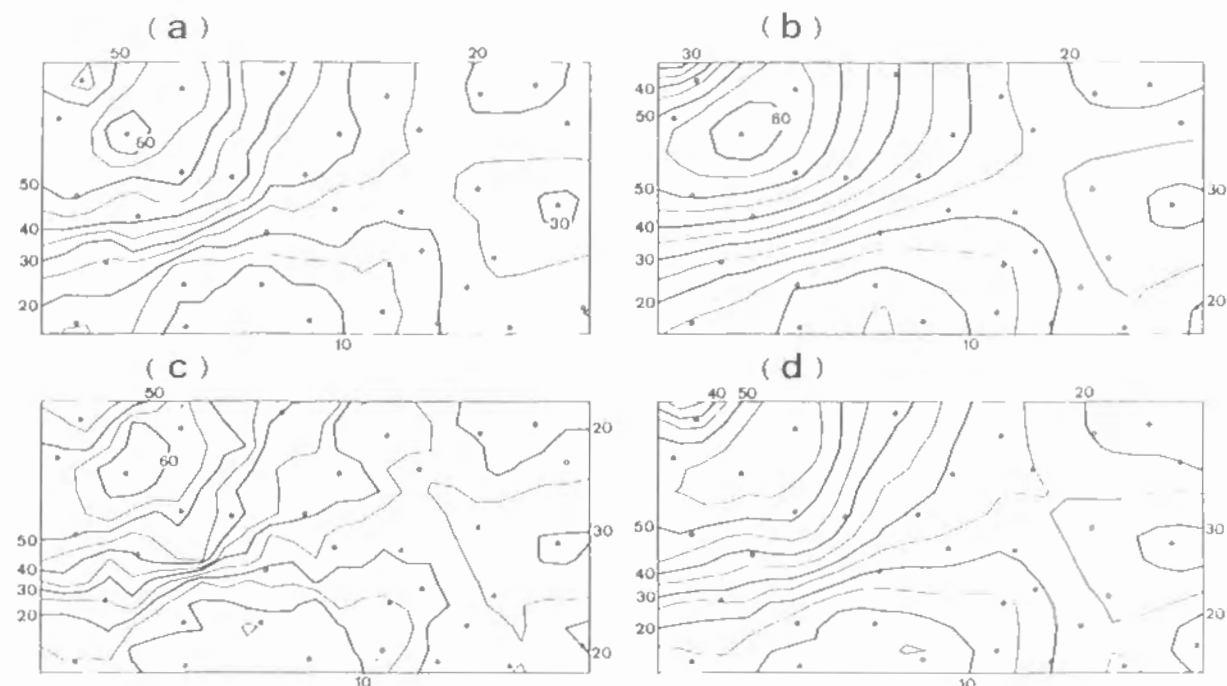


図 2・6 各補間法によって算出された格子データに基づく等値線図
(a)移動平均法 (b)最適化原理 (c)クリッキング法 (d)拡大最適化原理

表 2・1 各補間法による補間誤差の平均と分散、汎関数の値、およびバリオグラムの誤差

Interpolation method	Average of errors	Variance of errors	Value of Functional	Error of Variogram
Moving average	2.89	21.5	6.51×10^{-3}	9.01×10^{-2}
Optimization	1.63	6.95	3.74×10^{-3}	5.00×10^{-2}
Kiriging	2.70	19.4	1.46×10^{-4}	4.82×10^{-2}
Extended Optimization	2.57	14.9	4.24×10^{-3}	7.34×10^{-2}

さらに、各補間法を次の規準の適用によって評価する。

- (I) 補間結果は滑らかであるか？ 格子データで離散表現される曲面の凹凸が大きいと、断層や埋没谷の位置などに関する地質構造の解釈を誤る恐れがある。
- (II) 補間結果と原データのバリオグラムは同じ傾向をもつか？ すなわち、補間結果は原データの空間的分布則を忠実に反映する必要がある。

新たに設定した補間規準(I), (II)を各補間法がどの程度満足するかは、それぞれ補間結果から求められる離散表現の汎関数(式(2・4'))の値、および同一の距離 h に対する原関数と補間結果のバリオグラムの差によって検討できる。すなわち、いずれも値が小さいほど規準を満足しているとみなせる。計算の結果を表2・1に示す

が、汎関数の最小値は最適化原理によって得られるのに対し、バリオグラムの誤差は最適化原理よりもクリッキング法の方が僅かに小さい。これより最も滑らかな補間結果は最適化原理によって、空間的分布則を反映する補間結果はクリッキング法によって得られると考えられる。ゆえに、散在する各ボーリング地点での地質境界面データから地質構造モデルを構築するような場合には最適化原理を、一方亀裂データのように方向性が特に顕著なものの補間を行う場合にはクリッキング法を用いるのが妥当であるといえる。

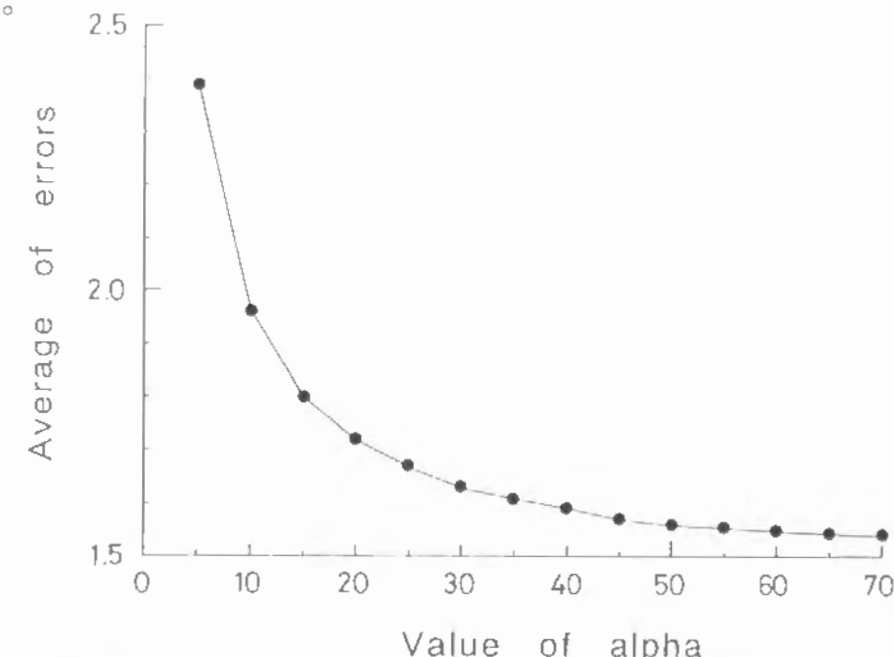


図 2・7 最適化原理の拡大目的関数(式(2・5))におけるパラメータ α の変化に伴う補間誤差の平均。ただし、式(2・2)の m_1 , m_2 の値はともに1に固定した。

2・4 母体が不均質なデータに対する補間法

2・4・1 ファジィコンターリングの定式化

小池・大見(1991)によるファジィコンターリングは、田中ほか(1982)が提唱した可能性線形モデルであるファジィ線形回帰分析に基づいている。従来の線形回帰モデルでは入力データと推定値との差を観測誤差とみなすのに対し、ファジィモデルにおいてそのような差は、入出力関係を表すシステム構造自体の曖昧性に起因すると仮定されている。つまり、線形システムの係数が曖昧であると考え、それをファジィ数として取り扱うのである。したがって、ファジィ線形回帰分析による推定値は、可能性の範囲として表現されるので幅をもち、その幅は入力データごとに異なる。これが観測誤差は一定の確率分布に従うと仮定する確率モデルとの相違点である。

ファジィ数とは「だいたい A ぐらいの数」のように、実数直線上で表されるファ

ジ集合である。通常の集合と異なってファジ集合の境界は曖昧であり、メンバーシップ関数はある要素がその集合に属する可能性の程度を0～1の数値で表す。本解析では、ファジ数 \underline{A} のメンバーシップ関数 $\mu_{\underline{A}}(x)$ が、

$$\mu_{\underline{A}}(x) = \max(0, 1 - |(x-a)/c|) \quad (2 \cdot 21)$$

という式で表される二等辺三角形のL-Lファジ数(図2・8)を演算の簡略化のために用いる。ここで、 a はファジ数 \underline{A} の平均(メンバーシップ関数が1となるファジ数 \underline{A} の要素)、 c は左右の広がり(幅)を表すパラメータであり、 $\underline{A} = (a, c)_L$ と表す。2つのL-Lファジ数 $\underline{A}_0 = (a_0, c_0)_L$ 、 $\underline{A}_1 = (a_1, c_1)_L$ に対する演算の一例として

$$\left. \begin{aligned} \lambda_0 \underline{A}_0 + \lambda_1 \underline{A}_1 &= (\lambda_0 a_0 + \lambda_1 a_1, \lambda_0 c_0 + \lambda_1 c_1)_L \\ \lambda_0 \underline{A}_0 - \lambda_1 \underline{A}_1 &= (\lambda_0 a_0 - \lambda_1 a_1, \lambda_0 c_0 + \lambda_1 c_1)_L \end{aligned} \right\} \quad (2 \cdot 22)$$

が成り立つ(Nguyen, 1985)。

ファジ線形回帰モデルの一般的な表現を示すために、入力データ $\mathbf{x}_i = (x_{i1}, \dots, x_{ip})^T$ (p は属性の数)とそれに対応する出力データ z_i の組 (\mathbf{x}_i, z_i) ($i=1, \dots, n$; $n \geq p+1$)を与える。モデルでは入力データ \mathbf{x}_i とファジ回帰係数 \underline{A}_j との積の線形結合によって、推定ファジ数 \underline{Z}_i を表す。すなわち、

$$\underline{Z}_i = \underline{A}_0 + \underline{A}_1 x_{i1} + \dots + \underline{A}_p x_{ip} = \sum_{j=0}^p \underline{A}_j x_{ij} = \left(\sum_{j=0}^p a_j x_{ij}, \sum_{j=0}^p c_j |x_{ij}| \right)_L \quad (2 \cdot 23)$$

\underline{Z}_i に対するメンバーシップ関数 $\mu_{\underline{Z}_i}$ において、入出力データ (\mathbf{x}_i, z_i) が適合度 h^* 以上で含まれるように設定する。すなわち、

$$\mu_{\underline{Z}_i}(z_i) \geq h^* \quad (i=1, \dots, n) \quad (2 \cdot 24)$$

この制約条件のもとで、推定ファジ数 \underline{Z}_i の幅の合計 $J(c)$

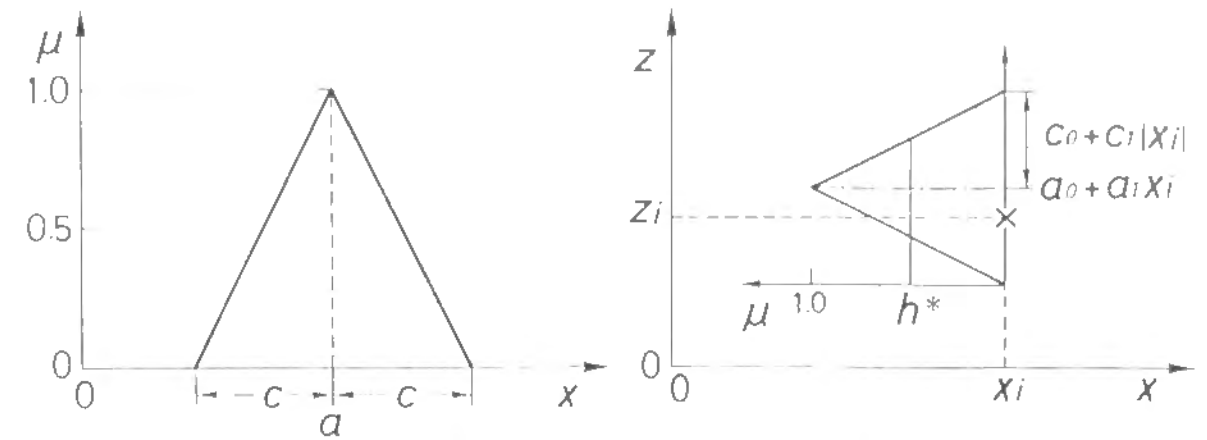


図2・8 三角形ファジ数 $(a, c)_L$ とそのメンバーシップ関数 μ (a はファジ数の平均、 c は幅を表す)

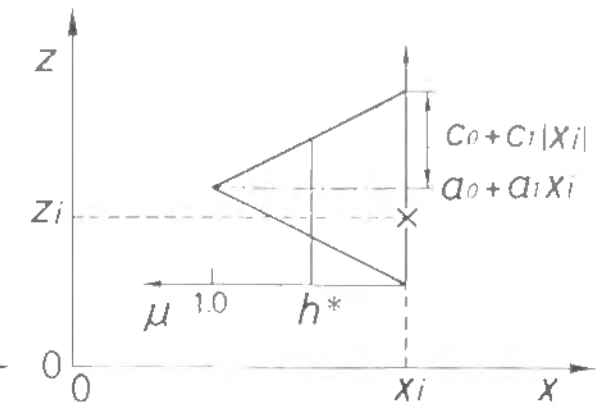


図2・9 $\underline{Z} = \underline{A}_0 + \underline{A}_1 x$ と表される一次元ファジ線形回帰モデル (x_i, z_i) は与えられたデータ、 h^* は適合度を表す)

$$J(c) = \sum_{i=1}^n c^T |x_i| \quad (c = (c_0, \dots, c_p)^T) \quad (2 \cdot 25)$$

を最小にする A_j を求める。 $\underline{Z} = \underline{A}_0 + \underline{A}_1 x = (a_0 + a_1 x, c_0 + c_1 |x|)_L$ と表される最も簡単なファジ線形回帰モデルの一例を図2・9に示す。

$J(c)$ の値は適合度 $h^* = 0$ で最も小さく、 h^* が増加するにつれて推定値の幅は大きくなる。そのため、十分な入出力データがあればデータはすべての可能性を含んでいると考え、 $h^* = 0$ として解を求める。データが少ない場合には、得られた解に未知のデータによる可能性の幅を加えるために、0～1の範囲で h^* の値を適宜設定する(寺野ほか, 1987)。

以上のモデルを2次元に拡張し、ファジコンターリングの定式化を試みる。ただし、入力データの属性数 p は1で、平面上でのデータ点の座標 (x_i, y_i) ($i=1, \dots, n$)のみを考慮する。出力データ z_i は (x_i, y_i) の位置でのデータ値である。ファジコンターリングでは、データ母体の性質を各格子点における補間値の可能性の幅に反映させることを目的とする。これを可能とするには、格子点周辺のデータのみを対象とし、それらを多項式に当てはめることで、局所的な傾向面を作成するのが妥当であると考えられる。このとき、多項式の次数の決定法が問題となるが、領域内の各部分におけるデータ値の分布傾向は平面的、あるいは曲面的な場合があるので、すべての格子点に対して多項式の次数を1つに固定するのは適当でない。しかし、多項式の次数を大きくすると未知数が増えるので、より広い範囲からの多くのデータを補間に必要とし、傾向面の局所性の仮定が失われる。そこで、多項式の次数は未知数が少ない1次と2次の2つを用いることにした。それぞれの式は次のように表される。

$$1 \text{ 次} : \underline{Z}_i = \underline{A}_{00} + \underline{A}_{10}x_i + \underline{A}_{01}y_i \quad (2 \cdot 26)$$

$$2 \text{ 次} : \underline{Z}_i = \underline{A}_{00} + \underline{A}_{10}x_i + \underline{A}_{01}y_i + \underline{A}_{20}x_i^2 + \underline{A}_{11}x_iy_i + \underline{A}_{02}y_i^2 \\ (i = 1, \dots, n)$$

ただし、 n は補間に用いるデータ数で、1 次と 2 次のモデルに対し、格子点に近いデータからそれぞれ 5 個、10 個を採用する。 $A_{kl} = (a_{kl}, c_{kl})_L (k = 0, 1, 2; l = 0, 1, 2)$, $\underline{Z}_i = (\zeta_i, \nu_i)_L$ はそれぞれファジィ回帰係数、推定ファジィ数で、推定ファジィ数の平均 ζ_i とその幅 ν_i は

$$\left. \begin{aligned} \zeta_i &= \sum_{t=0}^s \sum_{k+l=t} a_{kl} x_i^k y_i^l \\ \nu_i &= \sum_{t=0}^s \sum_{k+l=t} c_{kl} |x_i|^k |y_i|^l \end{aligned} \right\} \quad (s=1 \text{ あるいは } 2) \quad (2 \cdot 27)$$

と表される。

式 (2・27) のファジィ回帰係数 A_{kl} を求める問題は、次の線形計画 (Linear Programming: LP) 問題に帰着する。

$$\begin{aligned} &\text{minimize} \quad \sum_{i=1}^n \nu_i \\ &\text{subject to} \quad \zeta_i \leq \zeta_i + (1-h^*)\nu_i \\ &\quad \quad \quad \zeta_i \geq \zeta_i - (1-h^*)\nu_i \\ &\quad \quad \quad \text{ただし、式 (2・27) の } c_{kl} \geq 0 \end{aligned} \quad (2 \cdot 28)$$

この LP 問題を解いて得られた A_{kl} と格子点の (x, y) 座標との積和によって、格子データの推定値の平均と推定幅が算定できる。

ファジィコンターリングでは、式 (2・28) の適合度 h^* にデータの分布とその値の変動に対応した重みをもたせる。すなわち、データの分布が疎で値の変動が大きい領域に位置する格子点ほど、その推定値の曖昧性は大きくなると考えられるので、

h^* の値を 1 に近づけることを基本とする。 x 座標のみを考慮した 1 次元分布のデータを 1 次式である $Z = A_0 + A_1x$ に当てはめることで、上記の考えの妥当性を検証する。それらの関係は図 2・10 に示すようであり、 $x = 0$ を補間点とし、ここでの推定値の平均と幅を求める。3 つの場合を考え、図中の (a) は同一の母体からのデータが分布する状態、(b) でのデータの x 座標は (a) と同じであるが、 $x > 0$ と $x < 0$ の領域ではデータの母体が異なる状態、(c) は (b) のデータの x 座標間隔を大きくし、データの分布が疎な状態を表すものであると仮定する。ここでは、 h^* を $x = 0$ とデータ点の x 座標との距離 r_i の 2 乗に比例するように、

$$h^* = \sum_{i=1}^n \{ (r_i - r_{\min}) / (r_{\max} - r_{\min}) \times \kappa \}^2 / n \quad (2 \cdot 29)$$

とおいた。ただし、 r_{\min} は r_i の中での最小値、 r_{\max} は最大値、および κ は比例定数を示し、 $\kappa = 0.15$ とおく。

計算の結果、 $x = 0$ での推定値の平均と幅は、(a) $(3.00, 0.18)_L$, (b) $(3.00, 0.71)_L$, (c) $(2.91, 1.05)_L$ と求まった。(a) の状態よりも (b) の推定幅は大きく、これは 2 つの母体のいずれにも属する可能性があることに対応する。さらに (c) の状態での推定幅は増加し、 $x = 0$ 付近にデータがない分だけ可能性の程度が大きい。一方、 h^* の値を 0 に統一した場合は、(a) $(3.00, 0.17)_L$, (b) $(3.00, 0.67)_L$, (c) $(2.91, 0.70)_L$ となり、(b) と (c) の幅はほぼ同じであるのでデータの分布状態の相違が反映されていない。

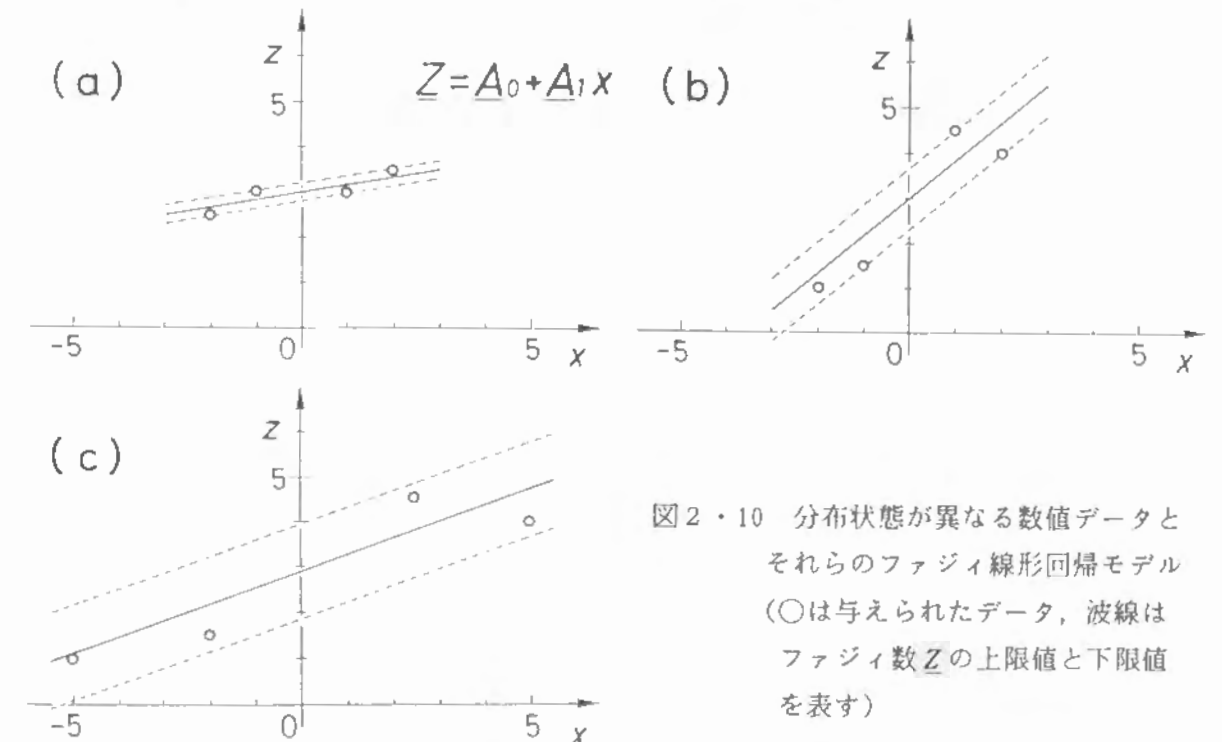


図 2・10 分布状態が異なる数値データとそれらのファジィ線形回帰モデル (○は与えられたデータ、波線はファジィ数 Z の上限値と下限値を表す)

よって、適合度 h^* に重みを付けることで、データの分布と値の変動に基づく曖昧性を考慮した補間が行えることが明らかである。

さらに、 x と y 座標を考慮した 2 次元分布のデータに対しては、適合度 h^* が補間に用いるデータと補間点（格子点）までの距離、データ分布の偏り、およびデータの値の分布に関連すると考える。これら互いに独立な 3 つの要素を $h_1^*(x, y)$, $h_2^*(x, y)$, $h_3^*(z)$ の記号で表し、各要素の定式化を以下に述べる。なお、補間点の平面上での座標を (x_0, y_0) で表す。

(I) $h_1^*(x, y)$

補間点 (x_0, y_0) とデータ点 (x_i, y_i) までの距離 r_i の 2 乗和を $h_1^*(x, y)$ とおく。すなわち、

$$h_1^*(x, y) = \sum_{i=1}^n r_i^2 \quad (2 \cdot 30)$$

これが大きいほど、推定値は曖昧になる。

(II) $h_2^*(x, y)$

データが補間点周囲で均等に分布している場合に比べて、ある範囲に偏った場合の推定値は大きいと考えられる。ここで、図 2・11 に示すように、隣り合う 2 つのデータ点 (x_i, y_i) , (x_{i+1}, y_{i+1}) と補間点 (x_0, y_0) とをそれぞれ結び、それらの線分のなす角を θ_i とすると、 $\theta_i (i = 1, \dots, n)$ は

$$\theta_i = \cos^{-1} \left[\frac{(x_i - x_0)(x_{i+1} - x_0) + (y_i - y_0)(y_{i+1} - y_0)}{r_i \cdot r_{i+1}} \right] \quad (2 \cdot 31)$$

で表される。ただし、 $(x_{n+1}, y_{n+1}) = (x_1, y_1)$ で、 θ_i の合計は 2π である。最も均等にデータが分布する状態での θ_i の値は $2\pi/n$ であり、この値とのずれの合計を $h_2^*(x, y)$ と定義する。すなわち、

$$h_2^*(x, y) = \sum_{i=1}^n |2\pi/n - \theta_i| \quad (2 \cdot 32)$$

(III) $h_3^*(z)$

これは当然データ値 $z_i (i = 1, \dots, n)$ の分散に比例するものである。しかし、図 2・10 で示したようにデータの位置と適合度が同じでも、データ値の分散が大きいほど推定幅もそれに対応するので、 $h_3^*(z)$ を特に定式化する必要はない。

以上の設定に基づき、適合度 h^* を

$$h^* = \omega \left(\frac{\sum_{i=1}^n r_i^2}{h_1^* \max} + \frac{\sum_{i=1}^n |2\pi/n - \theta_i|}{h_2^* \max} \right) \quad (2 \cdot 33)$$

とまとめる。ただし、 $h_1^* \max$ は全補間点（格子点）における $h_1^*(x, y)$ の最大値を表す。また、 $h_2^*(x, y)$ は補間に用いるデータが 1 つの象限内で、しかも補間点を通る直線上に分布したときに最大となるので、 $h_2^* \max = 4\pi(n-1)/n$ と表せる。 ω は重み係数である。

さて、2・3 と同様に対象領域を格子で区切り、各格子点での推定値の平均・推定幅を原データとファジィコンターリングの手法から求めるに当たり、式 (2・27) に示すように推定幅は格子点の (x, y) 座標と関連するので、推定幅を各格子点間で比較するには格子点の座標 (x_0, y_0) を統一する必要がある。また、データ点までの距離 r_i が格子点ごとに異なり、これによって原データの最大値を大きく越えるなど異常な値が算出される可能性もある。このような理由から、各格子点ごとに (x_0, y_0) が $(1, 1)$ となり、しかも r_i の最大値 r_{\max} が設定値 D となるような局所座標系を定義した。すなわち、ある格子点での補間に用いる原データ点の座標 $(x_i, y_i) (i = 1, \dots, n)$ は

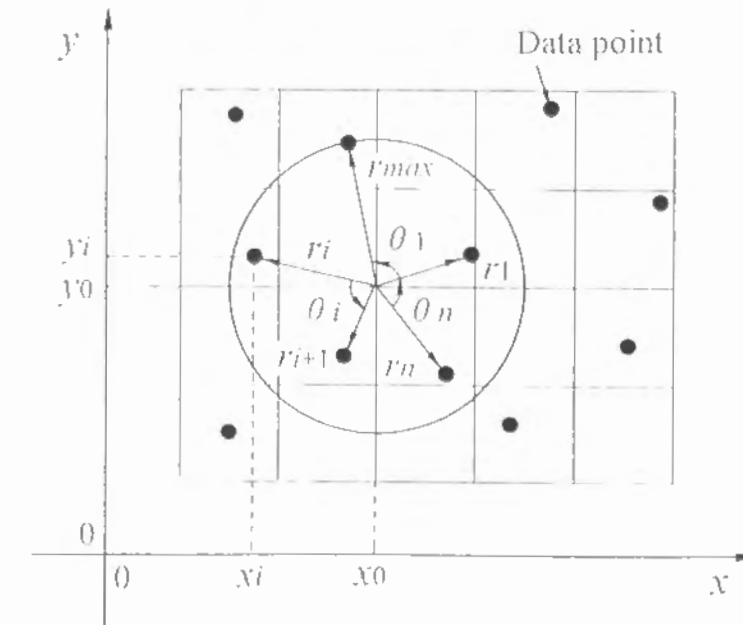


図 2・11 適合度 h^* を求めるためのデータ分布に関するパラメータの定義

$$\left. \begin{aligned} x_i^* &= \frac{x_i - x_0}{r_{max}} D + 1 \\ y_i^* &= \frac{y_i - y_0}{r_{max}} D + 1 \end{aligned} \right\} \quad (2 \cdot 34)$$

と変換され、式(2・27)の i における x_i, y_i に上式の x_i^*, y_i^* を代入する。また、推定幅が単にデータの座標値に比例することを避けるために、式(2・27)の r_i での $|x_i|, |y_i|$ を、局所座標系における格子点とデータ点との座標の差 $|x_i^* - 1|, |y_i^* - 1|$ に置き換える。さらに、1次式と2次式のモデル(式(2・26))による推定幅を比較し、それが小さい方を補間結果として採用する。以下の解析では $\omega = 0.5$ とし、 D には10格子間隔分を用いた。

2・4・2 ファジィコンターリングの妥当性の検証

ファジィコンターリングの手法を複数の地質から得られたデータの補間の問題に適用することで、その妥当性を検証する。いま、地表面から同一深度での N 値を検索したところ図2・12に示すような分布となり、その深度での地盤は砂礫と粘性土とが混在していると仮定する。なお、 N 値とは標準貫入試験の結果であり、サンプラーを地盤に30cm貫入させるためのハンマーの打撃回数を表す。3・5・1で述べるように、地質が異なれば当然 N 値も異なるので、補間が困難な物性値の1つであると考えら

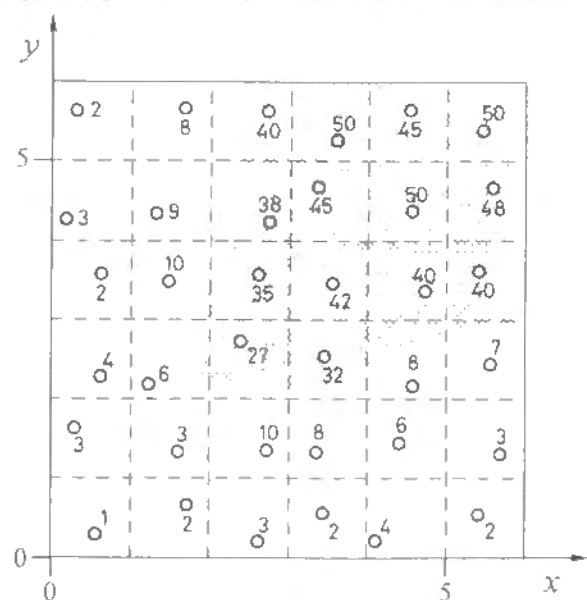


図2・12 砂礫と粘性土が混在した仮想地盤中の N 値の分布(トーンを施した部分が砂礫で、数字は N 値を表し、格子間隔は1と設定する)

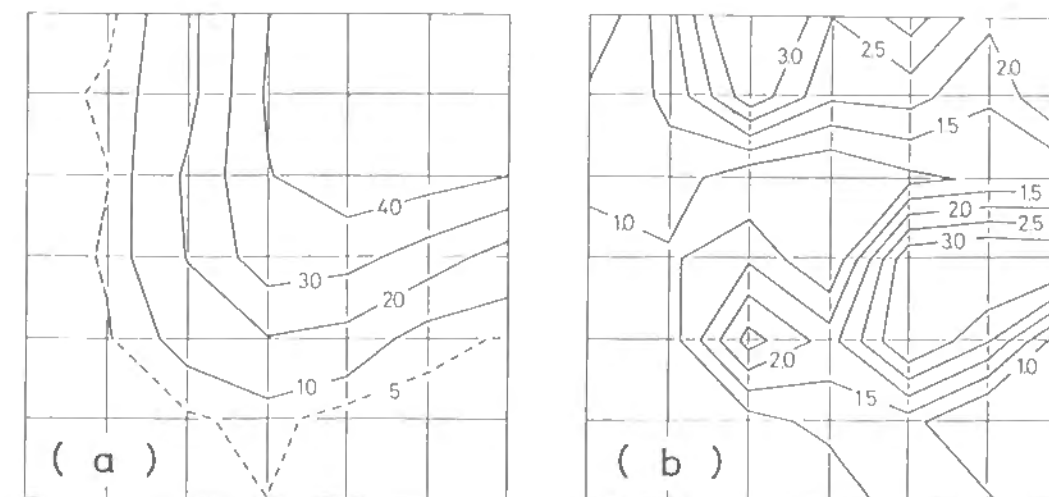


図2・13 ファジィコンターリングによる各格子点での推定値の(a)平均と(b)推定幅の分布

れる。

解析領域には計49個の格子点を設定し、格子間隔は1とみなす。各格子点で推定値の平均と幅を求めたところ、式(2・26)に示す2次式のモデルよりも1次式のモデルによる推定幅の方が小さい格子点は33個であった。すなわち、周囲のデータ値の分布を平面で近似した方が妥当であるとみなせる格子点が多い。なお、1次式と2次式のモデルにおいて、補間に用いるデータ数をそれぞれ5個、10個よりも少なくすると平均値あるいは幅が0となるファジィ回帰係数が多く現れ、一方それらの値よりも多くすると推定幅は増加する。それゆえ、本手法で設定したデータ数は妥当なところと考えられる。

推定値の平均と幅の分布を表す図2・13より、平均値は粘性土から砂礫にかけて漸次大きくなり、地質の分布モデルの形状と調和的な傾向を示しているのが明らかである。推定幅に関しては、 N 値の変化が少ない粘性土中では1以下と小さいが、砂礫と粘性土との境界付近で3以上と大きくなり、さらにデータの分布が偏る解析領域の境界付近でも相対的に大きな値を示している。ゆえに、ファジィコンターリングはデータの母体、およびデータの分布状態を反映した補間法であることが確かめられる。

2・5 結言

2次元平面上で離散的に分布する測定データから地盤・岩盤構造の適切なモデルを構築するための補間法について検討した。得られた成果を要約すると次のとおりである。

(1) 地球科学データの補間は、対象とするデータの性質によって、時間的に変動するデータのモデル化のように各データに物理的な重み係数を与え、その重み係数に応じてモデルと原データとの差を調整する必要がある場合と、地質構造のモデル化のように原データと一致するようなモデルを構築する場合との2つに分類されることを指摘した。前者に適切な手法は傾向面解析法である。また、後者においても(Ⅰ)データの母体が均質な場合と(Ⅱ)複数の母体からデータが得られた場合とに細分化されることを明らかにした。

(2) (Ⅰ)の種類の測定データの中でも、その誤差が小さく、しかもデータ値の分布が複雑である場合に適用可能な補間法として、移動平均法、最適化原理、クリッキング法、および新たに提唱した最適化原理とクリッキング法とを組み合わせた手法(拡大最適化原理)を検討した。これらを4次の多項式で表される2次元関数の復元問題に適用した結果、最適化原理によれば補間誤差が最も小さいことを見出した。また、補間の良否を判定するために、「滑らかな補間結果(モデル)が得られ、しかもそれが原データの空間的分布則を忠実に反映する」という規準を設定した。この規準を関数の復元問題の結果に適用したところ、補間誤差の小さいモデルを作成する場合には最適化原理を、原データの方向性を特に重視する場合にはクリッキング法を用いるのが適切であることを示した。

(3) (Ⅱ)の母体の異なるデータが混在する場合の補間法として、多項式の係数にファジィ数を用いたファジィコンターリングを提唱し、1次と2次の多項式で表される2つのモデルを定式化した。この手法はデータの分布状態の疎密性・偏在性に対応した適合度をもち、推定値の可能性の範囲(幅)を算出する。砂礫と粘性土が混在する仮想地盤中の N 値の補間問題にファジィコンターリングを適用したところ、推定値の平均と幅は地質の分布モデルの形状と調和した。しかも、推定幅は地質の境界付近やデータ分布の疎な部分で相対的に大きな値を示したので、本手法の有用性が確かめられた。

参 考 文 献

新井勝男(1985)地球統計学の基本的概念とその応用—鉱床品位のクリッキングとシミュレーションについて—, 鉱山地質, Vol.35, pp.299~311.

David, M. (1977) *Geostatistical ore reserve estimation*, Elsevier Scientific Publishing Company, 364p. ; pp.237~239.

小池克明・土井英太郎・大見美智人(1991)ファジィ線形回帰分析の地盤情報解析への2, 3の応用—ファジィ多変量回帰モデルとファジィコンターリングの定式化とその応用—, 情報地質, Vol.2, No.3, pp.265~274.

小池克明・野間卓志・大見美智人・野中雅子(1994)水資源評価への地盤情報データベースの適用, GEOINFORUM-'93講演予稿集, pp.1~2.

小池克明・大見美智人(1994)地下構造モデルの構築のための補間法に関する一考察, 情報地質(投稿中)

Krige, D.G. (1951) A statistical approach to some basic mine valuation problems on the Witwatersrand, *Jour. Chem. Metall. Min. Soc. of South Africa*, Vol.52, pp.119~139.

Krige, D.G. and Veckermann, H.J. (1963) Value contours and improved regression techniques for ore reserve evaluations. *Jour. of the South African Institute of Mining and Metallurgy*, Vol.61, pp.345~364.

Nguyen, V.U. (1985) Some fuzzy set applications in mining geomechanics, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, Vol.22, No.6, pp.369~379.

西川禎一・三宮信夫・茨木俊秀(1982)岩波講座 情報科学-19 最適化, 岩波書店, 258p.

Matheron, G. (1967) Kriging, or polynomial interpolation procedures, *Canadian Mining and Metallurgical Bulletin*, Vol.60, pp.1041~1045.

Rendu, J.M. (1944) Geostatistical methods of ore reserve estimation, *Mining Geology*, Vol.34, No.3, pp.197~224.

塩野清治・弘原海清・升本眞二(1987)最適化原理による地層面の推定, 情報地質, No.12, pp.299~328.

田中英夫・上嶋 暁・浅井喜代治(1982)ファジィ関数による線形回帰モデル, 日本オペレーションズ・リサーチ学会誌, Vol.25, pp.162~174.

寺野寿郎・浅井喜代治・菅野道夫 共編(1987)ファジィシステム入門, オーム社, 255p.

第3章 地盤情報データベースを用いた 未固結地盤表層部の構造解析

3・1 研究の目的

日本列島はプレート境界の変動帯に位置し、断層に囲まれた構造盆地が多く分布する。地殻変動に伴う盆地底の基盤岩の沈降運動と水河性海水面変動の相互作用により、構造盆地には軟質な第四紀層が厚く堆積し、また面積が小さい割にはその地質構造は複雑である。生活活動の基盤は、このような特徴を有する構造盆地内に位置している場合が多く、表層地盤の地質分布や工学的性質を把握しておくことが不可欠である。そのための種々の調査法の中でも、地質や層相を直接的に判定できる試錐（ボーリング）が最も基本的な手法である。それゆえ、ボーリングが多くの地点で実施され、大量の資料が蓄積されてきている。

ボーリング孔を利用して物理検層や原位置試験も行われ、それらの結果は地質柱状図と併せて「ボーリングデータ」という統合化された探査データとなる。しかし、ボーリングデータは一地点に関する情報しかもたないので、広域的な地下構造を把握するためには、多くの地点のデータを一定の規準・形式の下でまとめるデータベース化の手法、およびデータベースから特徴を抽出するための解析手法が必要である。

最近、ボーリング資料の集中管理や有効利用を目的として、様々な機関で大型・小型のコンピュータを用いるデータベース化が試みられている（風間ほか、1989）。このようなデータベースは、一般に「地盤情報データベース」と呼ばれている。入力データの精度などに問題はあるものの、地盤情報データベースは広域的な地盤性状に関する体系的な情報源である。したがって、データ検索などの基本的な操作のみでなく、各分野における諸問題への適用が考えられるにもかかわらず、現在の利用目的は主として限られた地域の地質柱状図の管理や地質断面図の作成であり（例えばRaper and Wainwright, 1987; Apon, 1991）、まだ充分には活用されていない。また、データベースに収められていない物理量が、パラメータ間の関係式によって適切に評価できれば情報の付加価値はさらに高まるはずである。想定地震に対する液状化ポテンシャルの算出（岩崎ほか、1990）などがその例である。このように集成したデータベースをどのような問題に応用・展開するのが、現在の重要な課題である。

そこで、本研究ではデータベースから地盤構造の多次元的な特徴、すなわち地質工学・第四紀学の観点からの特性を抽出するための数理地質学的手法について開発・検討した。このデータベースとこれを利用する解析システムを地質・堆積環境が異なる

5つの堆積盆地、すなわち臨海沖積平野の東京湾岸域・大阪平野・熊本平野、内陸盆地の京都盆地・亀岡盆地に適用し、これらの地域における古気候と関連した層相の変化、水理・地質構造、および地質工学的特徴の地域性と地盤振動特性の解明を試みた。

3・2 地盤情報データベース

3・2・1 データベースの構成

一般にボーリングデータは、地質柱状図と各種の土質試験、すなわち土の物理試験（土粒子比重・自然含水比・間隙率・飽和度など）、粒度試験、力学試験（一軸圧縮試験・三軸圧縮試験・圧密試験など）、および標準貫入試験・電気検層・速度検層などの原位置試験の結果から構成されるが、それらのデータの表現形式は調査機関によって様々である。大量のボーリングデータをコンピュータで処理できるようにするには、各データの表現形式を一定にし、さらに自然言語型のデータにコードを割り当てる必要がある。地盤情報データベースとは、このように一定の規準で数値化・コード化され、共通のフォーマットをもったボーリングデータの集合体を表す。ただし、土質試験のデータ数は限られており、どの地域においても豊富に得られているデータを地盤構造の解析に用いるために、各ボーリングデータに対して次の5つの情報の区分属性を設けた。

- ① ボーリングデータの番号、調査地点の座標（緯度・経度）と地名、孔口標高、および調査時期からなるラベル情報。
- ② 地下水面までの深度を表す地下水情報。
- ③ 地質柱状図における各層の下底面深度、コード化された地質名、密度、色調、および層の観察事項からなる地質情報。
- ④ 標準貫入試験の実施深度、打撃回数、および貫入量からなる N 値情報。
- ⑤ 速度検層の実施深度、 P 波速度・ S 波速度、およびポアソン比・ヤング率・剛性率の弾性定数からなる速度検層情報。

以上の情報に、

- ⑥ 対象地域の地形の概略を表すために、地形図から一定の間隔で読み取った標高データの2次元配列からなる地形情報（これは一般に数値地形モデル（DEM: Digital Elevation Model）と呼ばれる）。

を付け加えて地盤情報データベースとした。

③の地質名のコード化においては、表3・1に示すコード表を定めている。すなわち、地質名を「砂まじり」のような修飾語と「粘土」のような主体語に分け、なるべく粒径の順に沿うように定めた各コードを組み合わせ、上位2桁を修飾語、下位2桁を主体語として4桁の整数で表現する。例えば「砂まじり粘土」を「1307」と表

表3・1 各地質名に対するコード表

Qualifier		Subject	
Soil type	code	Soil type	code
Cobble-mixed	10	Cobble・Boulder	0
Boulder-mixed	11	Banking・Topsoil	1
Conglomeratic	12	Rock	2
Sand-mixed	13	Conglomerate	3
Sandyish	14	Gravel	4
Silt-mixed	15	Sand	5
Silty	16	Silt	6
Clay-mixed	17	Clay	7
Clayish	18	Volcanic ash	8
Volcanic ash-mixed	19	Organic soil	9
Volcanic ashy	20	Loam	10
Tuffy	21	Pumice	11
Pumice-mixed	22		
Organic	23		
Shell-mixed	24		

表3・2 地質の色調に対するコード表

Kind of color	Code
Bright	A
Dark	B
Light	C
Black	D
Blue	E
Red	F
Green	G
Yellow	H
Gray	I
Brown	J
Purple	K
Milkwhite	L
Light brown	M

す。地質の色調も表3・2のようにコード化する。例えば「暗い灰色」ならば、色調の記号を2つ重ねて「B1」というコードで表す。また、地層の観察事項の中で、挟在物の種類（例えば軽石、スコリア、貝殻片）、礫の種類・粒径、地層の硬軟の程度は、層相や鍵層の解析において特に重要な要素となるので、これらも入力データとする。

さらに、地盤情報データベース中のデータに迅速にアクセスできるように、中山ほか（1989）を参考にし、次のようなデータ構造を採用する。すなわち、各ボーリングデータを別個のランダムファイルに記録するとともに、各データのラベル情報のみを収納したシーケンシャルファイルを作成しておく。ボーリング地点の位置や孔口標高などの検索条件を与えた場合、シーケンシャルファイルから検索条件を満たすボーリングデータ名を抽出し、それに対応するランダムファイルから必要な情報を取り出す。

3・2・2 地盤情報データベース作成の対象地域とその表層地質

地盤情報データベースの構築を試みた地域は、東京湾に面した低地帯である東京湾岸域、淀川水系によって結ばれる大阪平野と京都・亀岡盆地、および九州地方中部に位置し、有明海に面する熊本平野である（図3・1）。各地域で収集したボーリング

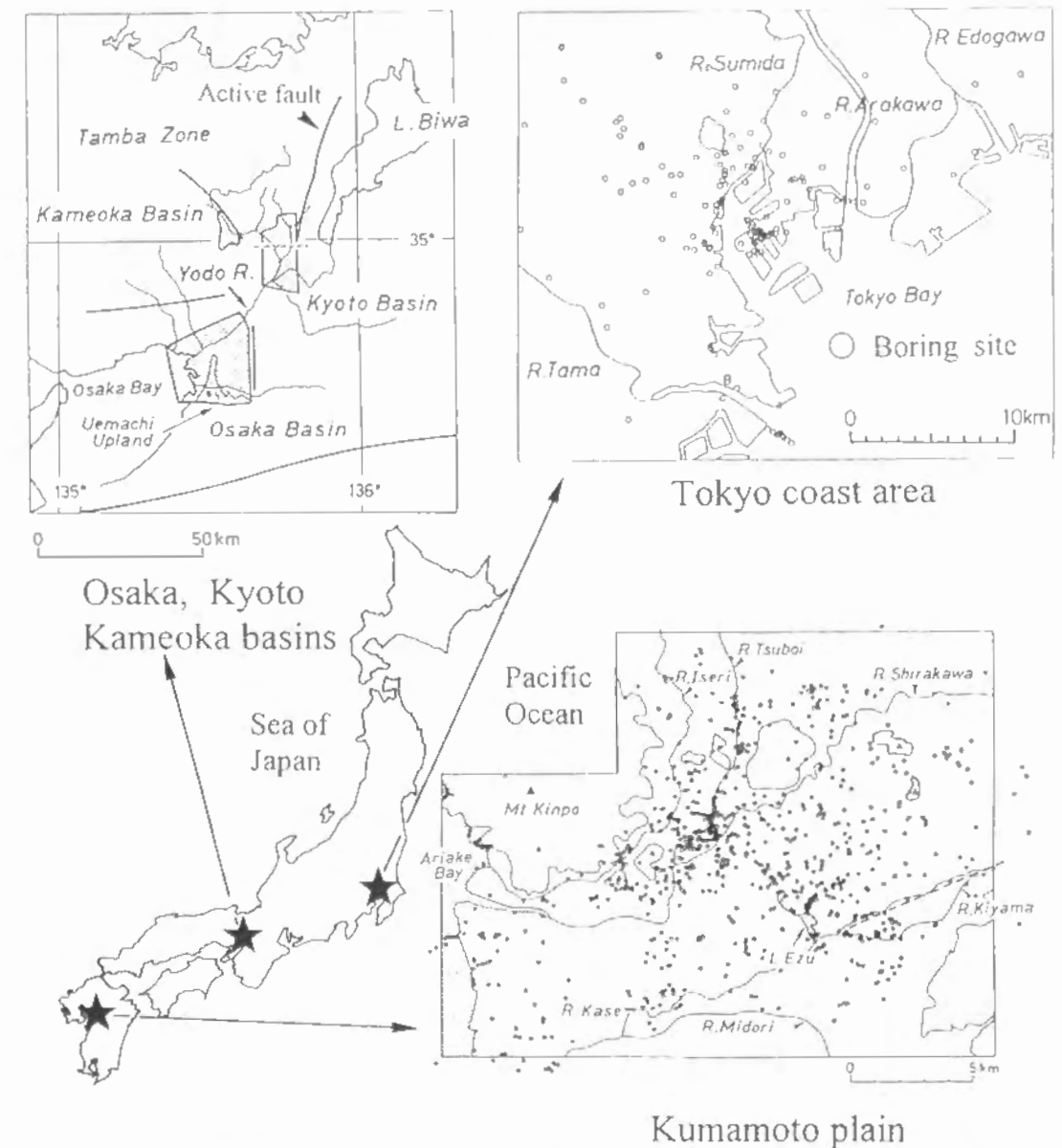


図3・1 地盤情報データベース構築の対象とした5地域の位置、および東京湾岸域と熊本平野におけるボーリングデータの分布状態。Ariake Bay:有明海（A）、Mt. Kinpo:金峰山（KP）、L. Ezu:江津湖（E）、R. Shirakawa:白川（S）、R. Tsuboi:坪井川（T）、R. Iseri:井芹川（I）、R. Kiyama:木山川（K）、R. Kase:加勢川（KS）、R. Midori:緑川（M）。括弧内は各呼称に対する略記号を、点線は布田川断層の延長部を表す。

データはそれぞれ164本、3600本、517本、200本、870本で、それらの最下底面深度は地表面下10～330mの範囲にわたり、平均は約60mである。東京湾岸域と熊本平野におけるボーリングデータの分布状態を図3・1に示す。これらは高層建築物・家屋・橋梁などのための基礎調査、農業用・上水用の地下水調査から得られた資料であるが、

・地質名の判定規準が統一されておらず、記載された地質名に修正を要する場

ある。

- ・ボーリング孔の位置の分布密度が一様でない。
- ・調査目的によって、地層区分の精度が異なる。
- ・最下底面までの深度がデータごとに異なる。

という特徴を有している。この点で地盤情報データベースは、例えば文献データベースのような他のデータベースと性質を異にする。したがって、データベースに基づく解析結果は地盤構造の一般的傾向を表すモデルとして捉える必要がある。

各地域で地盤構造のモデル化の対象となる深度は、前述のボーリング長から鑑みて主に100m以浅である。この地盤浅層部において鍵層が広く存在する東京湾岸域、大阪平野、熊本平野の地質層序を概略的に表したのが表3・3であり、以下に各地層の特徴を述べる。

東京湾岸域：当地域は、関東構造盆地の上に形成された日本最大の平野である関東平野の末端部に位置する。関東平野は大別して、関東ローム層に覆われ更新統を主とする台地と、海岸・河川沿いの沖積低地とからなる。低地帯の30m以浅には有楽町層と呼ばれる軟弱な粘土層が広く分布し、その下位には更新統の埋没段丘礫層、東京層などが堆積している（東京都土木技術研究所、1977）。沖積層の基底は凹凸に富んでいることが知られており、凹地は海水面低下期における旧河川の流路である埋没谷（化石谷）に相当するが、その位置は現在の川筋とは無関係である。

大阪平野、京都・亀岡盆地：大阪平野下に分布する第四紀層は大阪層群と呼ばれており、深層ボーリングによって14枚の海成粘土層が含まれているのが確認された。それらは下位よりMa0, Ma1, …, Ma11, Ma12, Ma13の呼称で知られている。Ma13に相当する沖積層は、平野中央部で南北に細長く延びる上町隆起帯（図3・1）の東側と西側の低地帯を埋めており、Ma12は中位段丘の構成層として露頭が確認され（藤田、1983）、高位段丘面下に露出する海成粘土層はMa11より下位の地層であると推定されている。

京都盆地では堆積層の南北の差が著しく、北部には河川によって形成された扇状地が発達し、砂礫層が卓越するのに対して、南部は低湿地であり、泥質の沖積層が卓越する。盆地最深部は、盆地の東縁を走る花折断層と南部を東西に切る有馬－高槻構造線の会合部に当る沈降部で、基礎岩までの深度は地震探査により約700mと報告されている（狐崎ほか、1971）。また盆地南西部の山麓や東部の丘陵地には大阪層群の分布が認められている。

亀岡盆地は丹波山地内にある典型的な山間盆地で、北西方向に延びる亀岡断層に沿い、西高東低の傾動運動によって生じた断層角盆地である（水山ほか、1980）。清水・黒川（1974）は、重力探査によって盆地の最深部における堆積物の厚さを280m程度と推定している。

表3・3 東京湾岸域、大阪平野、熊本平野における地質層序の概略

Geologic time	Tokyo coast area	Osaka plain	Kumamoto plain
Holocene	Yuraku-cho formation	Umeda clay formation (Ma13)	Ariake clay formation
Late Pleistocene	Nana-go formation	Upper (Ma12) Diluvium (Ma11)	Middle • Lower terrace deposit
	Buried terrace gravel		Aso-4
			Aso-3
			Aso-2
			Togawa Lava
	Tokyo formation		Aso-1
	Tokyo gravel bed	(Ma10)	Upper terrace deposit
	Edogawa formation	Upper Osaka group	

熊本平野：熊本平野は阿蘇外輪山から有明海にかけて広がる約400km²の地域であり、2つの異なる地形区をもっている。すなわち、平野北東部は傾斜が緩やかな台地状であるが、南西部は標高5m以下の広範な低地帯である。また、有明海近くには金峰山と呼ばれる第四紀の安山岩体が分布し、その他にも平野内には小さい孤立峰が点在する。このような地形的な特徴は、数値地形モデルの鳥瞰図（図3・2）によって容易に観察できる。台地部が河川によって浸食されている様子もこの図から読み取れる。

渡辺・小野（1969）、斉藤（1978）、渡辺（1984）などによって明らかにされてきているように、熊本平野下の表層部では噴出時期に対応して4つの区分される阿蘇火砕流堆積物（Aso-1, 2, 3, 4）が主要な構成地質となり、層序的にはAso-1とAso-2の間に位置する砥川溶岩も広範囲に分布している。しかしながら、それらの詳細な分布構造は示されていない。

3・3 表層地質の垂直的变化に対する解析法

3・3・1 層相の変化の定量化法

更新世から完新世にかけての第四紀には、全地球的な気候の変動によって、氷河期と間氷期とが周期的に現れ、海水面のレベルが変化したという特徴がある。日本の代表的な沖積平野である関東平野・濃尾平野・大阪平野はいずれも内湾的環境に置かれており、海進・海退の影響が平野全体に及んでいる。しかも、これらの平野は断層に囲まれた構造盆地に位置し、盆地底は地殻変動によって年平均0.5mmずつ沈降している（藤田、1983）。このような海水面変化と沈降運動との相互作用によって、堆積盆

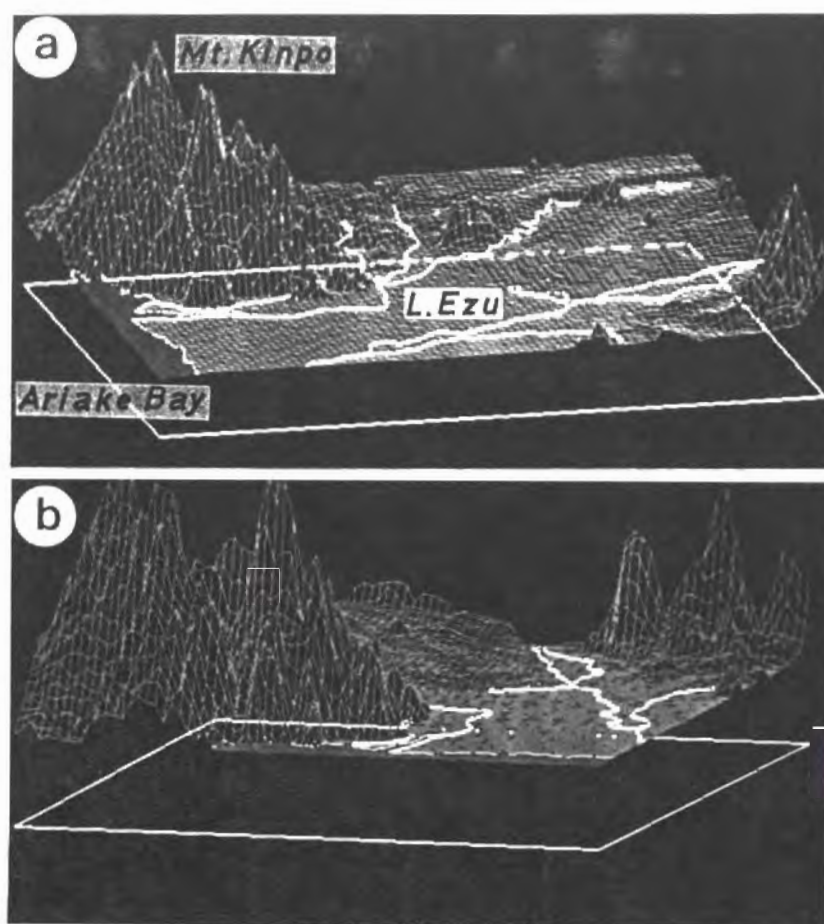


図3・2 熊本平野に対する地形モデルの鳥瞰図。(a) 南南西と(b) 西南西方向からの投影図であり、メッシュ間隔は250mである。垂直方向の縮尺は水平方向に比べて50倍に強調し、下部の枠は標高=100mを表す。

地には堆積環境を反映した地層が累重し続けると考えられるので、逆に層相を解析することで堆積環境の変遷が推測できるようになる。それゆえ、層相の変化は地盤構造の成因を理解するために重要な要素の一つであり、それを的確に表す手法が必要となる。

これまで層相の垂直的な変化を定量化するのに2つの手法が提案されている。1つはMiall (1973) やHattori (1976) によって検討されたように地層の積み重なりをマルコフ過程とみなし、ある地質から別な地質へと推移する確率によって、積み重なり of 規則性を明らかにする手法である。他方はYamamoto (1974) や朝日 (1991) のように、粘土は0.5点、砂は12点などと地質に点数を与え、点数の垂直的な変化に対するスペクトル解析によって周期性を把握する手法である。これらの手法は、ボーリング地点における堆積物の重なり方の規則性を求めるという局所的な解析のためには有効である。しかしながら、対象地域の堆積環境が全体としてどのように変化したか、言い換えれば地層に海進の影響がどの程度及んでいるか、については明らかにできない。

そこで、小池ほか (1990a) は、同一の標高における地質の出現割合の変動によっ

て層相の垂直的变化を表現するという手法を提案した。地質は大きく粘性土・砂・砂礫の3つのカテゴリーに分類し、粘土・シルト・腐食土は一括して粘性土として扱い、盛土あるいは表土層はデータから除外した。

解析方法として、まず対象地域の全ボーリングデータを対象とし、任意の標高または深度での地質を検索する。次に、検索の対象としたボーリングデータ数における各地質のデータ数の割合を求め、これを出現割合と定義する。対象とする標高または深度を0.5m間隔で変え、同様の作業を繰り返し、出現割合の変動をみる。しかしながら、地層は水平に堆積しているとは限らないために、この解析方法では必ずしも同一標高で同じ層準を捉えたことにならない。そのため、解析に当たっては明らかに堆積環境の異なる地域や著しい傾斜、褶曲、あるいは断層構造をもつ地域を解析の対象から除く必要があり、これによって一般的な堆積傾向が抽出されるはずと判断した。

ここで、一般的な傾向を明瞭に表すために、通常はデータのばらつきを小さくするという平均化の手法が用いられる。すなわち、ある標高とその上下における各地質の出現割合に重みを付けた移動平均を行い、これを新たにその標高での出現割合に置き換える。この作業を全検索標高にわたって繰り返すと、出現割合のデータを平滑化することができる。しかし、重み係数を一定にした単純な移動平均ではデータを平滑化しすぎ、一般的な傾向そのものも不明瞭にしてしまうために、本解析では各データ点の近傍を最小2乗法に基づいて、4次・5次の多項式に適合させるという理論に基づいた移動平均法 (Savitzky and Golay, 1964) を採用した。さらに、移動平均に用いるデータ数 (移動平均法の項数) も問題となるが、あまり多くても滑らかになりすぎ、逆に少なすぎると実際よりも短い周期をもつ傾向が示される可能性がある。このため本解析では、対象とする標高の上下それぞれ5m、つまり10m間は同じ層準である可能性をもったデータの集まりと仮定し、これらのデータをSavitzky and Golay (1964) による重み係数で平均した。検索標高の間隔は0.5mであるので、21個のデータを平均することになる。この21項の移動平均法を次式に示す。

$$Z_i^* = \frac{1}{Norm} \sum_{j=-10}^{10} C_j \cdot Z_{i+j} \quad (3 \cdot 1)$$

なお $Norm$ は正規化定数 (重み係数の和を1にするもの)、 C_j は重み係数、 Z_i はそれ

表3・4 Savitzky and Golay (1964) による21項の移動平均法の正規化定数 ($Norm$) と重み係数 (C_j ; j はラグを表す)

$Norm$	C_0	C_1, C_{-1}	C_2, C_{-2}	C_3, C_{-3}	C_4, C_{-4}	C_5, C_{-5}	C_6, C_{-6}	C_7, C_{-7}	C_8, C_{-8}	C_9, C_{-9}	C_{10}, C_{-10}
260015	44003	42120	36660	28190	17655	6378	-3940	-11220	-13005	-6460	11628

それぞれの標高における地質の出現割合、 n は全検索標高数を表す。正規化定数と重み係数は表3・4に示すとおりである。

3・3・2 層相の変化に対するスペクトル解析

層相の変化の周期性は、移動平均化した各地質の出現割合の変動を波数（波長の逆数）が異なるいくつかの波が合成されたものとみなし、波数ごとにその卓越の度合を表す強度分布、すなわちスペクトル分布を求めることで把握できる。もし、出現割合の変動に波長何 m かの明瞭な周期が存在すれば、それに対応する波数のところには鋭いピークをもったスペクトルが現れる。

スペクトル分布を求めるには種々の方法があり、その中でも本解析では情報エントロピーが最大となるようにスペクトルを推定する最大エントロピー法(MEM)を用いた。なぜならば、この方法は少ないデータからもスペクトルの推定が可能であり、しかもスペクトルの分解能が極めて高いという特徴をもつからである。MEMによれば、波数 ω でのスペクトル $P(\omega)$ は次式で与えられ、周期性が評価できる（日野，1977）。

$$P(\omega) = \frac{P_m \cdot \Delta t}{\left| 1 + \sum_{k=1}^m \gamma_{mk} e^{i\omega k \Delta t} \right|^2} \quad (3 \cdot 2)$$

ここで Δt は検索の対象となる標高の間隔（本解析では0.5m）， γ_{mk} は項数 m における予測誤差フィルター、 P_m は予測誤差フィルターからの平均出力を表す。予測誤差フィルターの項数 m は、データ数 n に対して

$$m = (2 \sim 3) \sqrt{n} \quad (3 \cdot 3)$$

が適切である。

以上の手法に基づく解析結果とその考察については3・6で述べるとおりである。

3・4 地下水位の解析法

3・4・1 地下水位に対する傾向面解析

地盤情報データベースの有効な利用目的の1つとして、地下水位の解析があげられる。なぜならば、地下水位の分布傾向とそれに基づく地下水の流動方向は、帯水層の構造や貯留水の体積などの水理地質に関する基礎資料を提供するからである。

地下水位は降水量や揚水量などの影響を受けるので、年ごと・季節ごとに変化し、

その変動幅も地域によって異なる。しかし、データベースに収められた地下水位データは調査時期が異なるうえに、個々のデータに関しても最高水位と最低水位の範囲の中でどの位置を占めるのかもわからない。こうした点を考慮してデータベースから地下水位分布の大略的な傾向を描くために、小池ほか（1990b）、Koike, *et al.*（1990c）は地下水面は連続かつ滑らかであると仮定し、最小2乗法を用いた傾向面解析（山本，1973；山本・中平，1984）を行うのが適切であると考えた。

Goodman（1983）などに従い、次式に示す m 次の2次元多項式を傾向面 $T_m(x, y)$ に用いると、傾向面解析は多項式回帰モデルの作成そのものとなる。

$$T_m(x, y) = \sum_{r=0}^m \sum_{k+l=r} a_{kl} x^k y^l \quad (3 \cdot 4)$$

多項式の係数 a_{kl} は、重み付き残差の2乗和 S_m を最小化することで求められる。

$$S_m = \sum_{i=1}^n w_i \{Z_i - T_m(x_i, y_i)\}^2 \quad (3 \cdot 5)$$

ここで、 n はデータ数、 w_i は i 番目の地下水位データ Z_i に対する重み係数を表す。本研究では、以下に述べる理由によって、重み係数をボーリング地点（ x_i, y_i ）における1年間の水位変動幅（最高水位と最低水位の標高差）の逆数として与えることを試みた。例えば最高水位の傾向面を作成したい場合、水位の変動幅が小さい地点ほど原データが最高水位の近くにある確率が大きいのので、傾向面から得られる水位と原データとの差を小さくしなければならない（図3・3参照）。それゆえに、変動幅の小さい地点のデータが傾向面算出に強い影響を及ぼすように上記の重み係数を調整した。各地点での重み係数を求めるに当たり、まず散在する観測井における同一年度での記録をもとに、重みなしの最小2乗法によって水位の変動幅に対しての傾向面を算出する。

さて、多項式の最適次数は次式に示すAIC（Akaike's Information Criterion；Akaike，1973）と呼ばれる情報量規準によって評価できる。

$$AIC = n \log 2\pi + n \log Q_m + n + 2(C_m + 1) \quad (3 \cdot 6)$$

ここで、 Q_m は $T_m(x, y)$ に対する残差の分散で、 C_m は $T_m(x, y)$ に用いられる係数の数を表し、 $C_m = (m + 1)(m + 2) / 2$ である。AICを最小にする傾向面が原データ値の分布傾向を良く、かつ安定に表現するモデルであると考えられる。なお、AICが

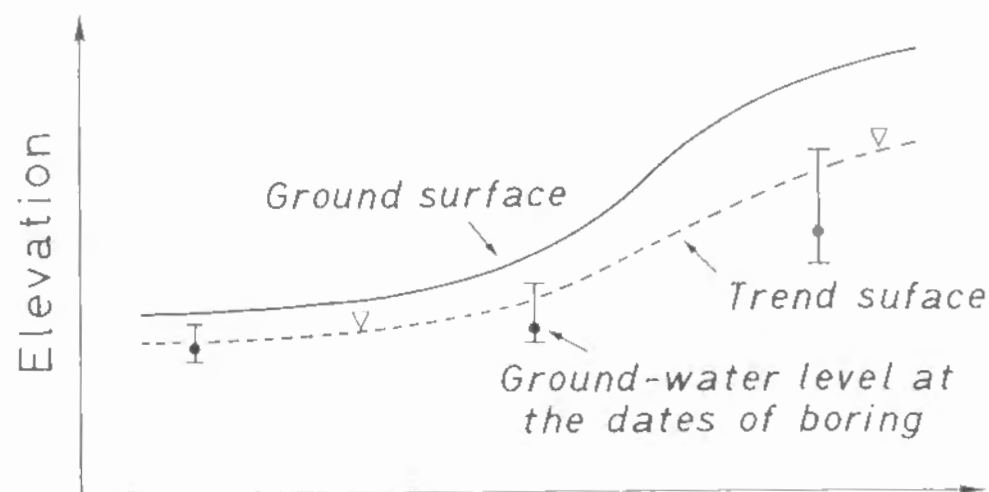


図3・3 各ボーリング地点での地下水位の変動幅（―|―）と、その逆数を重みとして作成された傾向面（点線）の概念図（黒丸は調査地点での地下水位を表す）

適用できる範囲は、 $2\sqrt{n}$ （高々 $n/2$ ）の自由パラメータ数をもつモデルまでである（板元ほか，1983）ことに注意を要する。

以上の手順によって最適のモデル $T^*(x, y)$ が構築されると，任意の地点 (x, y) における最大傾斜（勾配） G とその x 軸からの角度 s が次式から求まる。

$$G = \sqrt{\left[\frac{\partial T^*(x, y)}{\partial x} \right]^2 + \left[\frac{\partial T^*(x, y)}{\partial y} \right]^2} \quad (3 \cdot 7)$$

$$s = \tan^{-1} \left[\frac{\partial T^*(x, y) / \partial y}{\partial T^*(x, y) / \partial x} \right] \quad (3 \cdot 8)$$

この G を地下水の流動ベクトルの大きさ， s を地下水の流動方向を表すものとみなせば，地下水位分布から流れ構造がモデル化できる。

3・4・2 地下水位の季節変動の解析

地下水位は季節変動を周期的に繰り返すことが一般に知られており，その要因として次に述べる垂直方向と水平方向に対する地下水涵養量の変動が考えられる。

(1) 地表面から浸透する降水量の変動。

(2) 明瞭な地下水系が存在している場合には，地下水涵養域からの供給量の変動。

これらの要因は，直接的あるいは間接的にせよ降雨水と関連するものである。しかも，地下水位の変動幅や最高水位・最低水位を示す時期は領域内に占める地点ごとに異なる。これは表層地盤の透水係数，帯水層の地質とその構造，および涵養域からの

距離の差異などに起因した現象である。

このように水位変動のメカニズムは複雑であり，各要因による影響は分離できないが，小池ほか（1991）は降水量のみから水位変動を予測するための手法を提案している。すなわち，地下水位を目的変数，対象地域の降水量を説明変数とし，これらの時系列データ間の関係を多変量回帰モデルによって同定する。以下にその手法について述べる。

時間とともに変動する現象の観測値であり，相互に順序に応じた関連があるデータは時系列データ $\mathbf{x} = (x_1, \dots, x_{t-1}, x_t, \dots, x_n)$ と呼ばれる。時系列データに対する最も基本的な解析手法が自己回帰モデルである。このモデルでは，時系列データの現在の値 x_t を過去の値 x_{t-i} に線形に依存する部分と，それでは表現できない部分の和として

$$x_t = \sum_{i=1}^m \alpha_i x_{t-i} + \varepsilon_t \quad (3 \cdot 9)$$

と表す。ここで， m はモデルの次数を表し， ε_t は平均 0，分散 σ^2 の正規分布に従う独立な確率変数とする。この自己回帰モデルを拡張し，2変量の時系列データ (x_t, y_t) ($t = 1, \dots, n$) が因果関係をもつ場合，次のような多変量回帰モデルを定義する。

$$y_t = \sum_{i=0}^m \beta_i x_{t-i} + \varepsilon_t \quad (3 \cdot 10)$$

ただし， (x_t, y_t) はそれぞれの平均値を差し引いた値であり， β_i は回帰係数である。これらの変量は時間遅れ（タイムラグ）なしの直接的な関係をもつ場合が考えられるので，回帰モデルにはラグが 0 の項を付け加える。

いま， x_{t-m}, \dots, x_t を既知とした場合での y_t の条件付き確率分布を $f(y_t / x_{t-m}, \dots, x_t)$ と表す。これが平均 $\beta_0 x_t + \dots + \beta_m x_{t-m}$ ，分散 σ^2 の正規分布をなす密度関数であるとすると，

$$f(y_t / x_{t-m}, \dots, x_t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2}} \exp \left[-\frac{1}{2\sigma^2} \left(y_t - \sum_{i=0}^m \beta_i x_{t-i} \right)^2 \right] \quad (3 \cdot 11)$$

となる。したがって，多変量回帰モデルの尤度 L は

$$L(\beta_0, \dots, \beta_m, \sigma^2) = \prod_{t=1}^n f(y_t/x_{t-m}, \dots, x_t) \\ = \left(\frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2}} \right)^n \exp \left[-\frac{1}{2\sigma^2} \sum_{t=1}^n \left(y_t - \sum_{i=0}^m \beta_i x_{t-i} \right)^2 \right] \quad (3 \cdot 12)$$

と表され、 L の対数をとった対数尤度 l は次のようになる。

$$l(\beta_0, \dots, \beta_m, \sigma^2) = -\frac{n}{2} \log 2\pi\sigma^2 - \frac{1}{2\sigma^2} \sum_{t=1}^n \left(y_t - \sum_{i=0}^m \beta_i x_{t-i} \right)^2 \quad (3 \cdot 13)$$

未知数 β_0, \dots, β_m と σ^2 の最尤推定量を求めるには、対数尤度を未知数で微分し、それを 0 とおいた式、すなわち、

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial l}{\partial \beta_0} &= \frac{1}{\sigma^2} \sum_{t=1}^n x_t \left(y_t - \sum_{i=0}^m \beta_i x_{t-i} \right) = 0 \\ &\vdots \\ \frac{\partial l}{\partial \beta_m} &= \frac{1}{\sigma^2} \sum_{t=1}^n x_{t-m} \left(y_t - \sum_{i=0}^m \beta_i x_{t-i} \right) = 0 \\ \frac{\partial l}{\partial \sigma^2} &= -\frac{n}{2\sigma^2} + \frac{1}{2\sigma^4} \sum_{t=1}^n \left(y_t - \sum_{i=0}^m \beta_i x_{t-i} \right)^2 = 0 \end{aligned} \right\} \quad (3 \cdot 14)$$

を連立させればよい。したがって、正規方程式

$$\begin{pmatrix} C(0,0) & \cdots & C(0,m) \\ \vdots & & \vdots \\ C(m,0) & \cdots & C(m,m) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \beta_0 \\ \vdots \\ \beta_m \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} R(0,0) \\ \vdots \\ R(m,0) \end{pmatrix} \quad (3 \cdot 15)$$

の解として、最尤推定量 $\hat{\beta}_0, \dots, \hat{\beta}_m$ が得られる。ただし、

$$C(i,j) = \sum_{t=1}^n x_{t-i} x_{t-j}$$

$$R(i,0) = \sum_{t=1}^n x_{t-i} y_t \quad (3 \cdot 16)$$

である。また、分散の最尤推定量 $\hat{\sigma}^2$ は

$$\hat{\sigma}^2 = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n \left(y_t - \sum_{i=0}^m \hat{\beta}_i x_{t-i} \right)^2 \quad (3 \cdot 17)$$

となり、これを式 (3・13) に代入することによって最大対数尤度は

$$l(\hat{\beta}_0, \dots, \hat{\beta}_m, \hat{\sigma}^2) = -\frac{n}{2} \log 2\pi\hat{\sigma}^2 - \frac{n}{2} \quad (3 \cdot 18)$$

と表される。

最適な多変量回帰モデルは、前節の傾向面解析と同様に AIC の値を最小にするものである。 m 次の多変量回帰モデルは $m+2$ 個の自由パラメータをもつので、その AIC は

$$AIC = n(\log 2\pi + 1) + n \log \hat{\sigma}^2 + 2(m+2) \quad (3 \cdot 19)$$

と定義できる。モデル次数の最適値を m^* と表すと、降水量 x_{t-i} ($i=0, \dots, m^*$) が既知であれば地下水位 y_t を式 (3・20) から予測できる。

$$y_t = \sum_{i=0}^{m^*} \hat{\beta}_i x_{t-i} + \bar{y} \quad (3 \cdot 20)$$

ただし、 \bar{y} はモデル作成に用いた地下水位データの平均値である。このように、多変量回帰モデルには、自己回帰モデルのように過去の地下水位データを予測に必要としないという利点がある。

3・4・3 地下水位の経年変化と都市環境の変化との対応

限られた期間での観測データから降水量と地下水位の変動との関係に対する最適な

多変量回帰モデルが構築されると、任意の水位観測データから季節変動成分を除き、その観測年での平均水位を推定することが可能となる。ただし、多変量回帰モデルの最適次数 m^* と最尤回帰係数 $\hat{\beta}_i$ ($i = 0, \dots, m^*$) は観測年度が異なっても不変であるとの仮定が必要である。

地盤情報データベースに収められ、観測年 (τ) と月 (t) が既知である地下水位データ y_t を対象とする。 τ 年での平均水位を \bar{y}_t 、 y_t の \bar{y}_t からの偏差成分を γ_t とすると、

$$\left. \begin{aligned} \gamma_t &= \sum_{i=0}^{m^*} \hat{\beta}_i x_{t-i} \\ \bar{y}_t &= y_t - \gamma_t \end{aligned} \right\} \quad (3 \cdot 21)$$

という関係から平均水位が求まる。また、 τ のみが記載されているデータに対しては、 τ 年での偏差成分 $\bar{\gamma}_t$ の平均値

$$\bar{\gamma}_t = \left(\sum_{t=1}^{12} \sum_{i=0}^{m^*} \hat{\beta}_i x_{t-i} \right) / 12 \quad (3 \cdot 22)$$

を求め、式 (3・21) の γ_t を $\bar{\gamma}_t$ で置き換える。

以上の手法によれば各ボーリング地点におけるボーリング実施年での平均水位が算出され、それらを統計処理すると地下水位の経年変化を把握することが可能となる。最近、都市域では都市人口の増加や第2次産業規模・住居域の拡大に伴う地下水の過剰揚水、および地下水の主な涵養域である森林・田畑・裸地の面積の減少に起因して、地下水位低下の現象が生じている。本研究で提案する地下水位の経年変化の解析手法は、地下水位の低下域を抽出する目的に対して有効である。さらに、地下水位の低下と都市環境の変化との関連性を明らかにするために、人工衛星画像の適用が考えられる。陸域の観測に用いられる人工衛星の代表として、ランドサット (アメリカ)、スポット (フランス)、JERS-1 (日本) があげられるが、都市環境の変化の解析には長期間にわたるデータの蓄積が必要であるので、観測開始時が最も古いランドサットの画像を解析の対象とする。

ランドサット画像とは、地表物質から反射・放射される電磁波のエネルギー強度を

表3・5 ランドサットTM画像における各バンドの観測波長域

Band number	1	2	3	4	5	6	7
Wavelength (μm)	0.42-0.52	0.52-0.60	0.63-0.69	0.76-0.90	1.55-1.75	2.08-2.35	10.40-12.50

デジタル量 (輝度レベル) で表したものであり、同一地域の画像が約20日周期で得られ、都市環境の変化が迅速に捉えられるという特長がある。これには解像度80mのMSS (Multi Spectral Scanner) と解像度30mのTM (Thematic Mapper) の2種類があり、TM画像の方が精度良い解析結果を与える。ランドサットTMは表3・5に示すように可視域、近赤外域、中間赤外域、遠赤外域に7つの観測波長帯 (バンド) を有するので、TM画像の最小単位である画素は7つの輝度レベルのデータからなる。

植生域、水域、都市域などの地表物質は各バンドごとに特徴的なスペクトル特性を示すので、スペクトルパターンの類似性をもとに画像を分類し、地表物質を同定することが可能となる。そのための分類法には、一般にクラスター分析と呼ばれる教師なし分類と教師付き (supervised) 分類の2種類がある。ランドサット画像の情報量は膨大なので後者の手法が通常用いられる。

いま、画素 i における特徴ベクトルを $X_i = (x_{i1}, \dots, x_{ik})^T$ (k はバンド数、 x_{ij} はバンド j での輝度レベルを表す)、分類すべきクラス数を C 、クラス p ($p = 1, \dots, C$) 内に含まれる教師の画素数を n_p 、その平均特徴ベクトルを $\bar{X}_p = (\bar{x}_{p1}, \dots, \bar{x}_{pk})^T$ 、 $\bar{x}_{pj} = \left(\sum_{i=1}^{n_p} x_{ij} \right) / n_p$

に対する標準偏差を σ_{pj} とする。教師付き分類の代表には最短距離法と最尤法があり、各手法では画素 i と教師 p との類似性を次のように判定する。

最短距離法: i と p との距離 d_{pi} を

$$d_{pi} = \sum_{j=1}^k \left\{ \left(x_{ij} - \bar{x}_{pj} \right) / \sigma_{pj} \right\}^2 \quad (3 \cdot 23)$$

と定義し、 d_{pi} が最小となるクラス p に画素 i は含まれると仮定する。

最尤法: i が p に属する尤度 L_{pi} を

$$L_{pi} = (2\pi)^{-np/2} |\Sigma_p|^{-1/2} \exp \left\{ -\frac{1}{2} (X_i - \bar{X}_p)^T \Sigma_p^{-1} (X_i - \bar{X}_p) \right\} \quad (3 \cdot 24)$$

と定義し、 L_{pi} が最大となるクラス p に含まれると仮定する。ただし、 Σ_p は共分散

行列を表し、

$$\Sigma_p = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & \cdots & \sigma_{1k} \\ \vdots & & \vdots \\ \sigma_{k1} & \cdots & \sigma_{kk} \end{pmatrix}, \quad \sigma_{rs} = \frac{\sum_{i=1}^{n_p} (x_{ir} - \bar{x}_{pr})(x_{is} - \bar{x}_{ps})}{(n_p - 1)} \quad (3 \cdot 25)$$

である。

さらに、ランドサット画像の解析結果を地盤情報データベースシステムの座標系上に射影する手法について検討する。ランドサット画像は衛星の軌道に沿って得られており、地形図とは一致しない。しかし、両者ともUTM（ユニバーサル横メルカトル）座標系に投影されているので、アフィン変換によって対応付けられる。ある対象物の画像上での座標を (X_L, Y_L) 、地形図上での座標を (X_M, Y_M) とすると、アフィン変換ではそれらの対応関係を

$$\begin{pmatrix} X_L \\ Y_L \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} \\ a_{21} & a_{22} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} X_M \\ Y_M \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} b_1 \\ b_2 \end{pmatrix} \quad (3 \cdot 26)$$

と定義する。例えば河川の合流点など画像上で容易に識別できる基準点を数点設け、それらの座標をもとに最小2乗法によって上式のアフィン係数 $a_{11}, a_{12}, a_{21}, a_{22}, b_1, b_2$ を求める。

地下水を胚胎する地質の構造、地下水の流動形態、および地下水位の季節変化・経年変化については熊本平野を対象とし、それらの解析結果と考察を3・7で述べる。

3・5 地盤の地震工学的特徴の抽出法

3・5・1 N値に基づく表層地盤の分類

N値は地盤の貫入抵抗を表す重要な指標であり、地盤の支持力、弾性係数、S波速度の概略値を推定するのに用いられている（例えば田治米ほか、1977）。一般に粘性土よりも砂質土のN値の方が大きいが、これは砂質土の貫入抵抗においては先端抵抗と周面摩擦抵抗とがほぼ同じ割合を占めるのに対して、粘性土の貫入抵抗の大部分は周面摩擦抵抗であることに起因する。また、N値30以上の地層が3m以上続く場合は構造物の支持地盤とみなされることが多い。以下ではこれを支持層と称する。対象地域における支持層の分布形態は、支持層の上面までの深度とその深度における地質をデータベースから検索することで明らかにできる。

さて、地震工学の分野では、主に地表面より深度30mまでの地質に基づいて地盤の種別を判定する規程が種々提案されている。例えば、Ohsaki（1972）は表3・6に示

すI～IVの4種を定め、そのうちのIV種は軟弱なデルタ堆積物の総層厚が30m以上の地盤と与えている。通常、種別の判定は地質柱状図に基づき、対象地域の種別に関するゾーニングマップが作成される。しかし、このような判定は客観性に乏しいので、ここにN値の適用が考えられる。なぜならば、N値は地質とその堆積年代、弾性係数、相対密度などに関連するからであり、深度方向に対する値の変化をもとに地盤を特徴付けることが可能となる。そこで、深度30m以浅の表層地盤におけるN値の変動の類似性に基づくボーリングデータの分類を試みた。ただし、ボーリングデータご

表3・6 地盤の種別に関する判定基準（Ohsaki（1972）に基づく）

Classification	Soil condition
Kind of ground I	Ground consisting of rock, hard sandy gravel or the like classified tertiary or older strata.
Kind of ground II	Ground consisting of sandy gravel, hard sandy clay, loam or the like classified as diluvial, or alluvial gravel about 5 meters or more in thickness.
Kind of ground III	Standard ground other than Kind of ground I, II or IV.
Kind of ground IV	Ground consisting of soft alluvial delta deposit, topsoils, mud or the like about 30 meters or more in total thickness. Ground made by the reclamation of a marsh, muddy sea-bottom or the like about 3 meters or more in thickness, where less than 30 years have elapsed since the time of reclamation.

とに標準貫入試験の実施深度が異なり、実施深度間隔も不規則な場合がある。解析では、N値データの母体となる地質を考慮した補間法（小池ほか、1989）によってすべての原データを深度1m間隔でのN値に変換する。すなわち、

- (1) 検索深度における地質と検索深度を挟んだ上下のN値データの母体となる地質とが同じならば、上下のN値を線形補間し、これを検索深度でのN値とする（図3・4(a)）。
- (2) 上下のN値データの母体となる地質が異なるならば、検索深度における地質と同じ地質を母体とするN値を採用する（図3・4(b)）。
- (3) (1), (2)に当てはまらない場合には、検索深度に近い方のN値を採用する。

また、解析に用いるボーリング本数を n とし、 r 番目と s 番目のボーリング（ $1 \leq r, s \leq n$ ）において深度 i mでの補間N値をそれぞれ N_{ri}, N_{si} と表す。これら2つのボーリングデータの類似度を次式のユークリッド距離 d_{rs} で定義する。

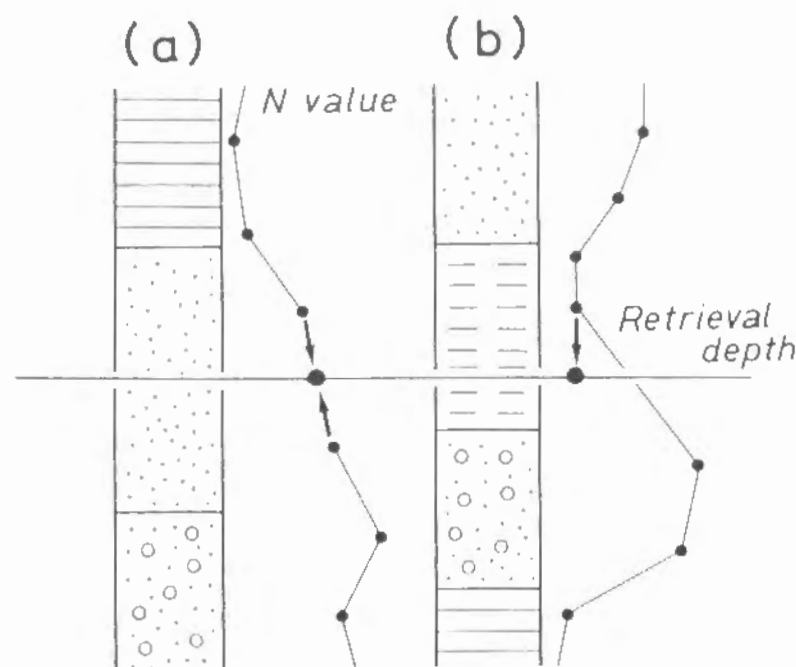


図3・4 検索深度にN値データがない場合の補間法。
(a) 線形補間
(b) 同じ地質でのN値を採用

$$d_{rs} = \sum_{i=1}^{30} (N_{ri} - N_{si})^2 \quad (3 \cdot 27)$$

前述のランドサットTM画像における情報量とは異なり、ボーリングデータ数は限られているので、分類はクラスター分析により、その中でも分類精度が高いといわれるウォード法を適用する。

3・5・2 地盤振動の卓越周波数の推定法

日本の都市部では、大規模な地震が起きれば構造物・家屋の倒壊やライフラインの欠損などの被害を被りやすく、関東地震（1923年、マグニチュード $M=7.9$ ）、新潟地震（1964年、 $M=7.5$ ）、釧路沖地震（1993年、 $M=7.8$ ）などにそのような例をみる。含水比が高く、穏い砂地盤の液状化は良く知られた現象であるが、ウォーターフロントの開発や都市住居域の発展に伴い、軟弱地盤域も構造物立地の対象となりつつある。したがって、構造物の保全のために地盤の振動特性を明らかにすることが特に重要となり、サイスミック・マイクロゾーニングと呼ばれる解析が行われる。地震の主要動はせん断波であるので、サイスミック・マイクロゾーニングでは地盤を地震基盤と表層部とに分け、せん断波が基盤から表層部へ入射し、表層部内で反射を繰り返すものとして弾性波動の重複反射理論が用いられる。その理論計算に必要な地盤の物性値は地盤情報データベースの検索によって求められ、あるいはそれに収められた情報から間接的に推定できる。

本研究では地盤の振動特性を明らかにするために、2つの手法を提案する。その1つは地盤振動の卓越周波数を簡便に推定する手法（小池ほか，1990b）であり、他方は次節で述べるように任意の地震に対して地盤の震度を予測する手法（小池ほか，1994b）である。

さて、地震工学的な観点からの地盤の振動特性は、卓越周波数によって代表させることも可能である。これは常時微動計測データのスペクトル解析から求められるが、交通振動などによる人為的ノイズの影響が強く、地盤の構造を反映した卓越周波数の把握が困難である場合が多い。ここで、地盤表層部は単純な2層構造であると仮定すれば、卓越周波数の概略値は第1層のS波速度（以下 V_s と略す）と $1/4$ 波長則によって算定できる。速度検層は標準貫入試験に比べて実施される機会が極端に少なく、 V_s に関する情報量は限られている。しかし、 V_s とN値とに相関性があることが多くの研究で確かめられているので、データベースを利用すればN値から卓越周波数が容易に、しかも常時微動の計測が不可能な地域に対しても推定できるようになる。

これまでN値と V_s との関係に対しては、種々の統計実験式が提案されている。それらの中でパラメータ数が最も少ない式（3・28）（太田・後藤，1976）を用いるのが、N値と V_s との関係が未知である地域に対しては適当であると考えた。

$$V_s = 85.34 N^{0.348} \quad (\text{m/sec}) \quad (3 \cdot 28)$$

今井ほか（1975）も $V_s = 89.8 N^{0.341}$ というN値のみを用いた実験式を求めているが、これと上式はほぼ一致する。

解析の手順として、まずN値をもつ各ボーリングデータにおいて前述の支持層の上面を第1層と第2層との境界面とし、第1層中のN値を平均する。次に、この平均N値を式（3・28）のNに代入し、第1層の平均的な V_s を推定する。さらに、 V_s と第1層の厚さ（ H ）を次式の $1/4$ 波長則に代入すれば卓越周波数（ F_0 ）が求まる。

$$F_0 = V_s / 4H \quad (3 \cdot 29)$$

3・5・3 想定地震に対する震度の推定法

任意の地震に対する地盤の振動特性を明らかにするためには、3・5・2の解析よりもさらに深部の地盤を考慮する必要がある。そこで、地盤を固結度の高い先第三紀層からなる基盤、基盤上面から支持層の上面までの工学的地震基盤、およびこれを覆う表層地盤と3つの部分に分ける。このモデルに基づけば、任意の地点での振動特性は、非減衰速度スペクトル $SV(T;M,R)$

$$SV(T; M, R) = SV_i(T; M, R) \cdot G_e(T_i) \cdot G(T) \quad (3 \cdot 30)$$

で与えられる（諸星・幾志，1988）。ここで， T は周期（sec）， M は気象庁マグニチュード， R は震源距離（km）である。

$SV_i(T; M, R)$ は先第三紀層の基盤内における地震動の非減衰速度応答スペクトルを表し，

$$\log_{10} SV_i(T; M, R) = a(T) \cdot M - b(T) \cdot \log_{10} R + c(T) \quad (3 \cdot 31)$$

とモデル化する。関東地方の岩槻，下総，府中の深層井において，先第三紀層の上面から600～700mの深さに設置された地震計の記録より，式（3・31）は

$$a(T) = a_0 + \sum_{n=1}^3 a_n (\log_{10} T)^n \quad (3 \cdot 32)$$

という関数で近似できる（木下ほか，1986）。 $b(T)$ ， $c(T)$ についても同様である。火山フロントを境界として，その東側で発生した地震をカテゴリーⅠ，その西側の地震をカテゴリーⅡにまとめ，各カテゴリーに対する上式の展開係数を表3・7に示す。

表3・7 先第三紀層の基盤内における非減衰速度応答スペクトルの展開係数（木下ほか（1986）による）

Coefficient	Model for earthquakes of Category Ⅰ				Model for earthquakes of Category Ⅱ			
	0	1	2	3	0	1	2	3
a_n	0.804	0.518	-0.161	-0.554	0.573	0.120	0.273	0.326
b_n	1.432	-0.137	0.483	—	1.173	-1.649	1.190	0.902
c_n	-1.856	-3.656	1.481	3.481	-1.308	-4.144	—	—

$G_e(T)$ は工学的地震基盤の平均増幅特性であり，諸星・幾志（1988）は前述の観測井における記録の解析から，

$$G_e(T) = K_0 + \sum_{n=1}^4 K_n \cdot (\log_{10} T)^n \quad (3 \cdot 33)$$

と求めている。ただし， $K_0 = 5.222$ ， $K_1 = -0.223$ ， $K_2 = -9.378$ ， $K_3 = 4.612$ ， $K_4 = 9.858$ である。

さらに， $G(T)$ は表層地盤のS波速度構造に重複反射理論を適用することで得られる増幅特性である。いま，表層地盤は L 枚の水平層から構成されているとみなし，第 m 層（ $m = 1, \dots, L$ ：第 L 層の上面は支持層上面に対応する）の層厚，S波速度，密度，粘性率を H_m ， V_m ， ρ_m ， η_m で表す。また角周波数を ω とし，

$$\begin{aligned} \mu_m &= \rho_m V_m^2, & k_m &= \omega / V_m, & E_m &= \omega \eta_m / \mu_m \\ R_m &= \frac{\sqrt{1 + \sqrt{1 + E_m^2}}}{\sqrt{2\sqrt{1 + E_m^2}}}, & S_m &= \frac{\sqrt{-1 + \sqrt{1 + E_m^2}}}{\sqrt{2\sqrt{1 + E_m^2}}} \end{aligned} \quad (3 \cdot 34)$$

という変数を設け，次式の行列 A_m を定義する。

$$\begin{aligned} A_m &= \begin{pmatrix} a_{11}^{(m)} & a_{12}^{(m)} \\ a_{21}^{(m)} & a_{22}^{(m)} \end{pmatrix} \\ a_{11}^{(m)} &= a_{22}^{(m)} = b_1^{(m)} + i b_2^{(m)} \quad (i \text{ は虚数単位}) \\ a_{12}^{(m)} &= \frac{1}{\mu_m k_m (S_m^2 + R_m^2)} \{ (b_3^{(m)} S_m + b_4^{(m)} R_m) + i (b_4^{(m)} S_m - b_3^{(m)} R_m) \} \\ a_{21}^{(m)} &= \mu_m k_m \{ (b_3^{(m)} S_m - b_4^{(m)} R_m) + i (b_4^{(m)} S_m + b_3^{(m)} R_m) \} \end{aligned} \quad (3 \cdot 35)$$

ただし，

$$\begin{aligned} b_1^{(m)} &= \cos(k_m R_m H_m) \cosh(k_m S_m H_m) \\ b_2^{(m)} &= \sin(k_m R_m H_m) \sinh(k_m S_m H_m) \\ b_3^{(m)} &= \cos(k_m R_m H_m) \sinh(k_m S_m H_m) \\ b_4^{(m)} &= \sin(k_m R_m H_m) \cosh(k_m S_m H_m) \end{aligned}$$

いま，第 L 層の鉛直下方から垂直に $uL = X \exp(i\omega t)$ の波動の入射を想定する。増幅スペクトル $G(\omega)$ （ $\omega = 2\pi / T$ ）は uL と地表面での変位 u_0 との比（ $G(\omega) = u_0 / uL$ ）

である。 $G(\omega)$ は第 m 層の上下の境界面における変位と応力の連続条件、 および地表面では鉛直応力が 0 という条件から、

$$G(\omega) = \frac{2}{\sqrt{\left[\frac{\alpha_3 S_L + \beta_3 R_L}{\mu_L k_L (S_L^2 + i R_L^2)} + \alpha_1 \right]^2 + \left[\frac{\beta_3 S_L - \alpha_3 R_L}{\mu_L k_L (S_L^2 + i R_L^2)} + \beta_1 \right]^2}} \quad (3 \cdot 36)$$

と表せる。式 (3・36) の $\alpha_1, \alpha_3, \beta_1, \beta_3$ は

$$A_{L-1} \cdot A_{L-2} \cdots A_1 = \begin{pmatrix} \alpha_1 + i\beta_1 & \alpha_2 + i\beta_2 \\ \alpha_3 + i\beta_3 & \alpha_4 + i\beta_4 \end{pmatrix} \quad (3 \cdot 37)$$

から求められる。

以上の設定に基づく $SV(T; M, R)$ を、ハウスナーの提案したスペクトル強度 $SI(\text{gal} \cdot \text{sec}^2)$ の算定式に代入する。

$$SI = \int_{T_1}^{T_2} SV(T; M, R) dT \quad (3 \cdot 38)$$

ここで、 $T_1 = 0.15(\text{sec})$ 、 $T_2 = 4(\text{sec})$ である。 SI と最大加速度 A_{\max} との相関式

$$\log_{10} SI = 0.523 + 0.726 \log_{10} A_{\max} \quad (3 \cdot 39)$$

より、地震のマグニチュードと震源距離とをパラメータとした震度予測が可能となる。ただし、本解析において粘性率は考慮しない。

N 値に基づいて地盤の振動特性を把握することを目的とした解析の結果、 およびその考察については 3・8 で述べるとおりである。

3・6 古気候と関連した層相変化の解析結果と考察

一般論として、間氷期には海進のために粘土のような細粒の堆積物が優勢になるのに対し、氷期には逆に海退のために河川の営力下における砂礫のような粗粒の堆積物が優勢になると考えられる。しかし、このような古気候と層相との関係を定量的に示した例はない。広範な沖積平野であり、内湾性の環境にある大阪平野は層相の解析に

適しており、ここに地盤情報データベースの適用を試みた。また、大阪平野と同一の水系で結ばれているものの、堆積環境が大きく異なる京都・亀岡盆地も対象とし、3つの堆積盆地における堆積のリズムの相関性を検討・考察する。

3・6・1 海進・海退と層相の変化との関係

大阪平野下の層相の解析を行うに当たり、後氷期における海進の影響を受けておらず、沖積層を欠く部分を予め対象から除く必要がある。この部分は標高 5 m 以上の相対的に標高が高い段丘域にほぼ対応するので、調査実施地点の標高が 5 m 以下である 2566 本のボーリングデータを解析に用いた。これらのデータの最下底面深度を考慮し、標高 -95 m から 5 m までの 100 m 間における粘性土・砂・砂礫の出現割合を求め、式 (3・1) の移動平均法に当てはめた。

解析の結果を図 3・5 に示すが、粘性土・砂・砂礫の出現割合はそれぞれ滑らかな曲線を描くことが明らかである。これは、堆積盆全体にわたっての均一な堆積作用、および堆積盆の拡大・縮小を実証するものと考えられる。特徴的なのは粘性土の出現割合が振幅の大きい周期的な変動を示すことであり、標高 -80 m、-44 m、-13 m 付近に 3 つのピークがあるが、そこでは出現する割合が約 70 % と高い値を示している。標高 -13 m より上部では粘性土の出現する割合は減少し、砂の出現割合が相対的に増

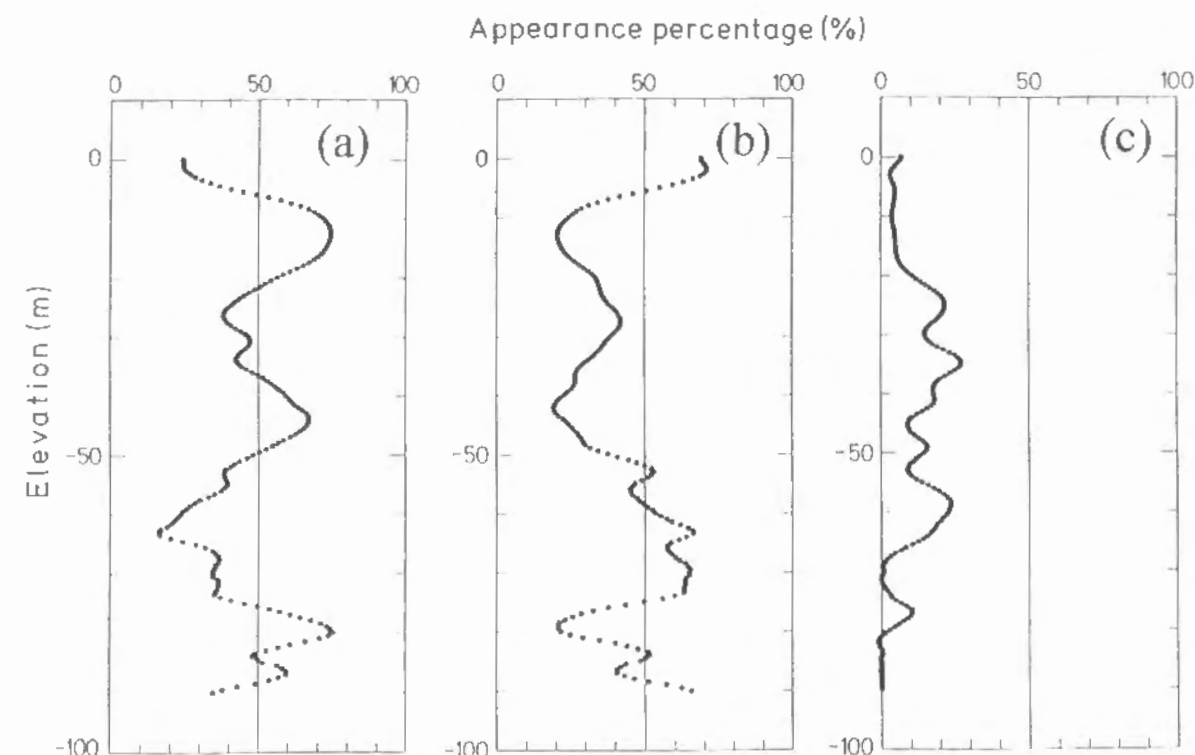


図 3・5 大阪平野における (a) 粘性土、(b) 砂、(c) 砂礫の出現割合の垂直変化

加する。また、砂礫の出現割合は全体的に低く、特に標高-20mより上部はほぼ一定の5%程度となっている。

この大阪平野における層相の変化を特徴付ける要因を考察するために、粘性土の出現割合と太平洋海底コア中の酸素同位体比($\delta^{18}\text{O}$)を分析した結果とを比較した。深海底コアにおける $\delta^{18}\text{O}$ の変化は氷床の規模の変化を記録しており、これは氷床の拡大・縮小に伴う全地球的な海水面変化とも同調する(Shackleton, 1967; Shackleton and Opdyke, 1973)。比較に用いたデータは、ソロモン海膨(緯度3°15'N, 経度159°11'E, 水深3490m)から得られたコアV28-239上部の有孔虫殻の酸素同位体比を求めたものであり(Shackleton and Opdyke, 1976), $\delta^{18}\text{O}$ が小さいほど海水面が高いと考えられている。

比較の結果、広範囲の地域において粘性土が分布する割合の垂直的変動と $\delta^{18}\text{O}$ の変動とは、極めて良い対応関係にあることが把握できる(図3・6)。すなわち、 δ

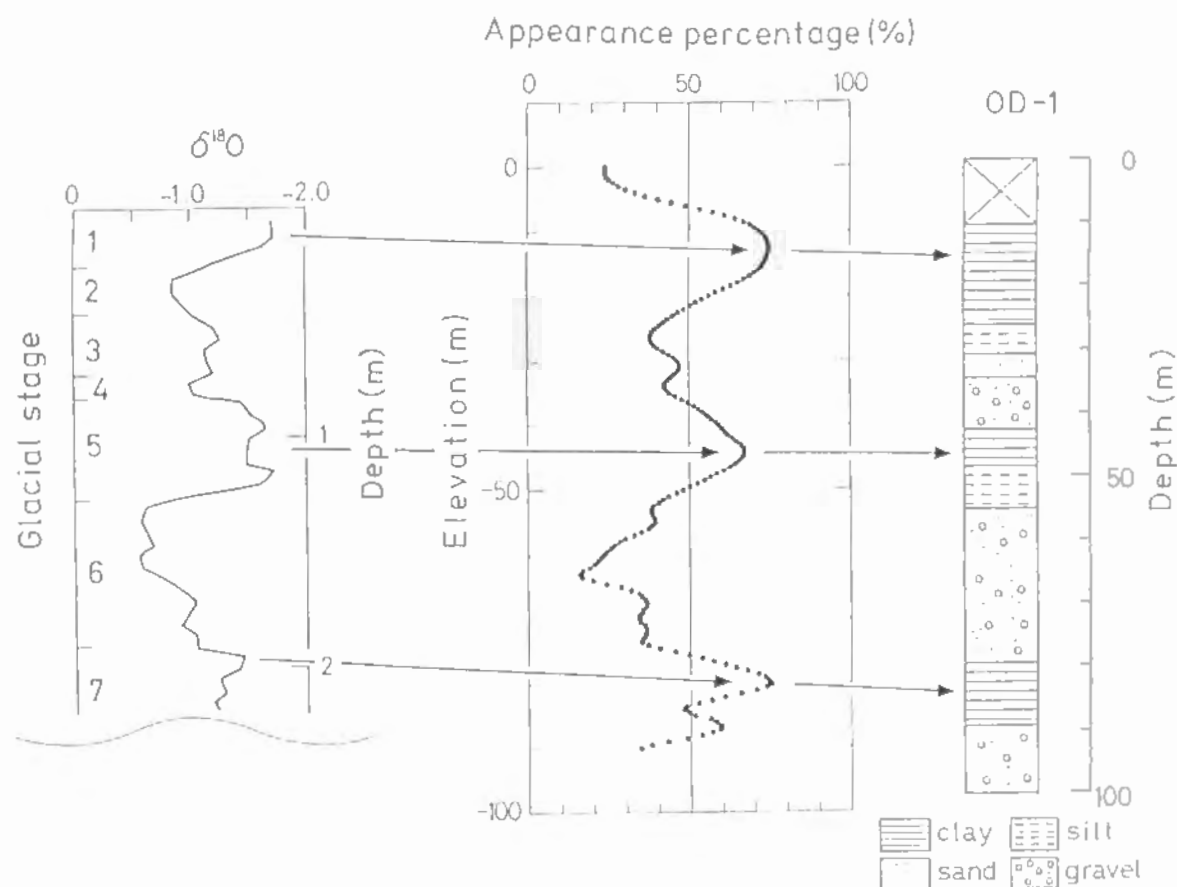


図3・6 太平洋海底コアV28-239上部の $\delta^{18}\text{O}$ と大阪平野における粘性土の出現割合、およびOD-1上部の地質柱状図との比較(矢印は推測される対応線を示す)

$\delta^{18}\text{O}$ が比較的大きいコアステージ2, 4, 6は海水面が低下した氷期であるが、パターンの類似性からこれと調和的に粘性土の出現割合も低下している。世界的に認められている20万年前からの氷期はステージ6であり、対象としたステージ中最も海水面が低下したと推測されるが、それと対比される粘性土の出現割合も標高-63mを極小値として最も低くなっている。ステージ2は最終氷期である。一方、 $\delta^{18}\text{O}$ が比較的小さいコアステージ1, 3, 5, 7は間氷期であり、海水面の上昇が起こった。粘性土の出現割合もこれと調和的に大幅に増加する。ステージ3はわずかな温暖化を示すが、これは標高-30m付近の出現割合の小さな高まりに対比される。また、ステージ1は日本では縄文海進と呼ばれる後氷期の海進が起こったステージである。-13mより上部は、現在の河川によるものと推測される砂を主体とした堆積が優勢になっている。

このように、本研究によって層相と海水面変動との密接な関連性が明らかになったが、変動パターンの類似性から推測すると、大阪平野では過去約20万年間に約100m堆積したことになる。これは圧密沈下量を考慮しない概略値ではあるものの、平均堆積速度は年0.5mm程度であり、琵琶湖湖底における粘土の堆積速度(横山, 1985)とほぼ同じである。

さらに、粘性土の出現割合と代表的な深層ボーリングであるOD-1の上層部における地質柱状図とを比較すると図3・6のようである。図より出現割合の3つのピークは上層部中の3つの海成粘土層、すなわちMa11, Ma12(ともに上部更新統), Ma13(梅田粘土層; 沖積層)に対応すると容易に推定できる。したがって、本解析結果は大阪層群をほぼ的確に捉えており、大阪層群が示す海水面変化と深海底コアが示す $\delta^{18}\text{O}$ の変化とをはじめて対比できるようになった。

以上述べた層相の変化は、大阪平野のみに特有な現象であるのかを検証するために、東京湾岸域のボーリングデータに対しても同様の解析を試みた。粘性土の出現割合の垂直的变化を図3・7に示す。これと堆積年代の推定がついた大阪平野の解析結果とは、類似した変動パターンを示し、東京湾岸域での層相も海水面変動と密接に関係しているのが明らかである。ただし、東京湾岸域では大阪平野と同一年代であると推定される地層が、大まかにみて10mから20mほど深部にあり、大阪平野よりも基盤岩の沈降運動が大きいことが示唆される。

さて、大阪平野での粘性土の出現割合は、図3・6に示すように標高-25~0mの間で1つのサイクルを形成しているが、これは最終氷期から後氷期に相当する部分である。この最終氷期最寒冷期に対応する海水面の最低下期からの海進に伴う古地理の発達を、同一標高での地質分布を検索することにより図示してみた。解析の対象に標高-25m, -15m, -10m, および-5mを選び、その結果を図3・8に示す。

標高-25mでは解析領域北部に砂礫が分布し、粘性土の連続性は乏しいが、粘性土

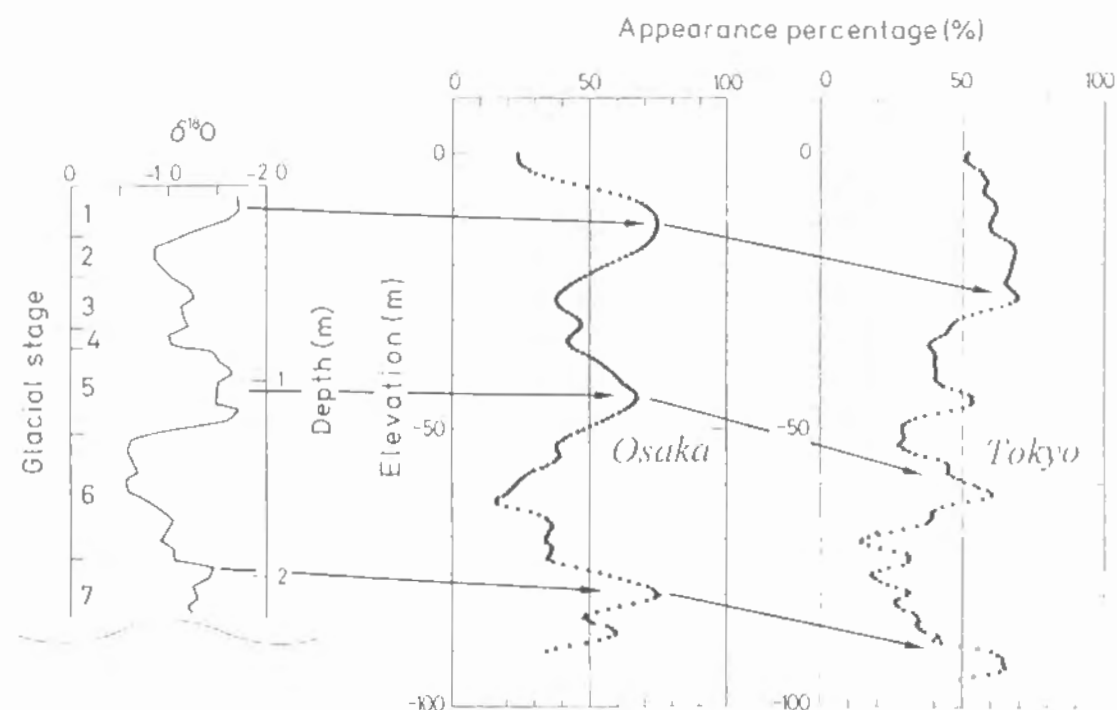


図3・7 東京湾岸域での粘性土の出現割合の垂直的変動

の出現する割合が高い標高-15mと-10mにおいては、中央部（上町隆起帯付近）から大阪湾にかけての広範な地域にわたって連続した粘性土の分布がみられる。また、東部にも粘性土が卓越する地域が存在する。しかし、沿岸州の発達を示唆するように、標高-10mの方が上町隆起帯の西側において北北東-南南西方向の砂の連続性が明瞭に表されている。さらに、ごく表層部の-5mでは、粘性土に代わって西側一帯に砂が分布し、現在の河川による三角州堆積物の様相を示している。また、粘性土の分布の連続性は東部に限られるが、これは後背低地に出現した河内湖（梶山・市原，1972）の存在を表現するものである。

このように地盤情報データベースを用いれば、沖積層の層相の水平的・垂直的な広がり容易に図示できるようになり、古地理や古環境の把握に役立つといえる。

3・6・2 同一水系に属する堆積盆地の層相の変化の類似性

淀川水系の上流側に位置する京都・亀岡盆地には、堆積年代を示す資料が極めて少ないために堆積年代が特定されず、同一の層準のつながり具合、つまり同時面も明らかにされていない。このため、大阪平野における層相の変化を標準曲線とすることによって、地質の出現割合の変動パターンのみから京都・亀岡盆地表層堆積物の年代推

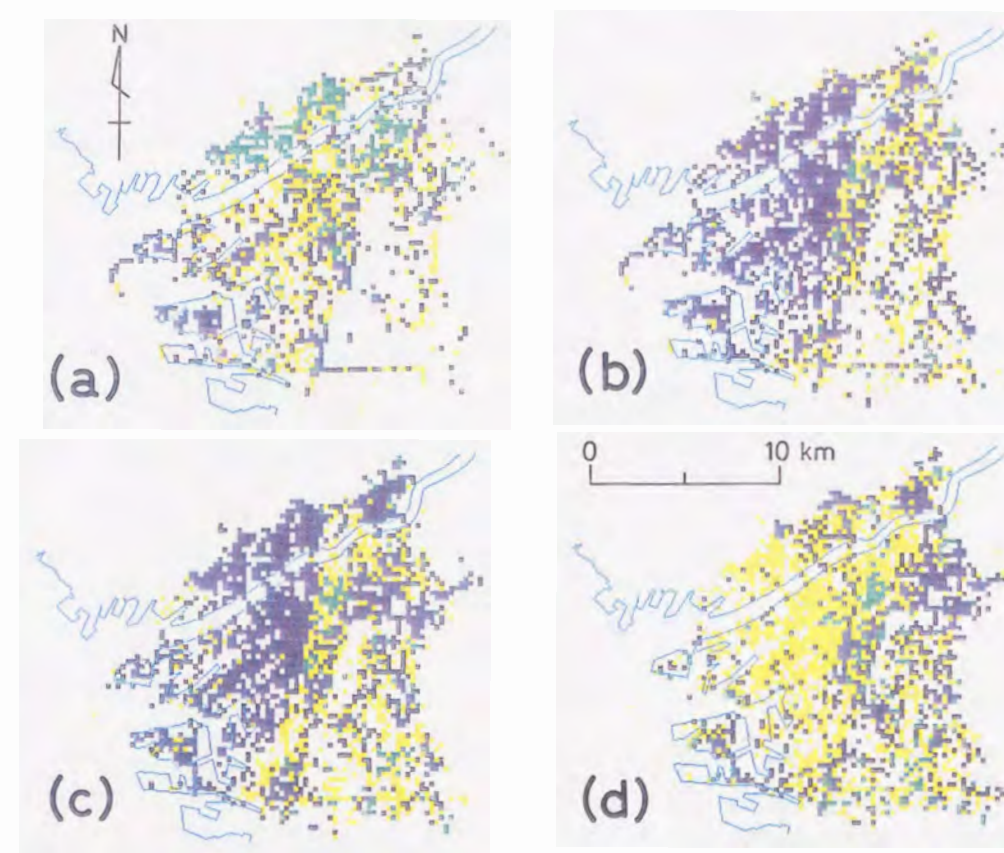


図3・8 大阪平野下の標高(a)-25m, (b)-15m, (c)-10m, (d)-5mにおける粘性土（青色）・砂（黄色）・砂礫（緑色）の分布図

定が可能であるかを検討した。一般に内陸盆地には砂礫層が卓越するために、比較の基準には砂礫の出現割合を用いた。ただし、下流側に位置する大阪平野での砂礫の出現割合は図3・5に示すように低いので、これに砂の出現割合を加えた。また、3・2・2で述べた京都盆地は北部の扇状地と南部の低湿地帯とに分かれるので、盆地中央部で二分した（図3・1）。各小領域の一般標高に従って、北部は標高-20m～60m間を、南部は標高-50m～30m間を対象とし、0.5mごとに砂礫の出現割合を求め、式（3・1）の21項の移動平均法に当てはめた。亀岡盆地については標高50m～110m間を対象とした。

解析の結果を図3・9に示す。図からわかるように大阪平野に比べると内陸盆地の曲線は滑らかではないが、不整合を考慮しなければ内陸盆地の層相にも海水面変化の影響が及んでいるとみなせる。つまり、大阪平野では最終間氷期の海進に伴い、標高-44mで砂と砂礫を合わせた出現割合は極小値をとる。その後、出現割合は増加して

2つの山を形成するが、縄文海進に伴って大幅に減少し、-13mで極小値をとっている。この範囲の標高における一連の変動と同様の傾向が京都盆地南部においても認められ、大阪平野との類似性から、京都盆地南部では標高-5m付近が最終氷期最寒冷期となる。ここで標高-3.2mに埋っていた木片の ^{14}C 年代が $12,340 \pm 220 \text{ y. B. P.}$ (石田, 1976)を示したことから、この堆積年代の推測はおおよそのところ妥当である。また京都盆地北部と亀岡盆地とのパターンが似ており、堆積環境や堆積速度がほぼ同じであると推定できる。

しかし、詳細にみると砂礫の出現割合が極大値をとる最終氷期以降、京都盆地や亀岡盆地における砂礫の出現割合はいくつかの小さな山をつくりながら減少しており、しかも出現割合の低下量は大阪平野ほど大きくない。これはこの時期から海水面の変化が内陸盆地に対しては顕著には反映されず、堆積作用の分化が生じたためと考えられる。

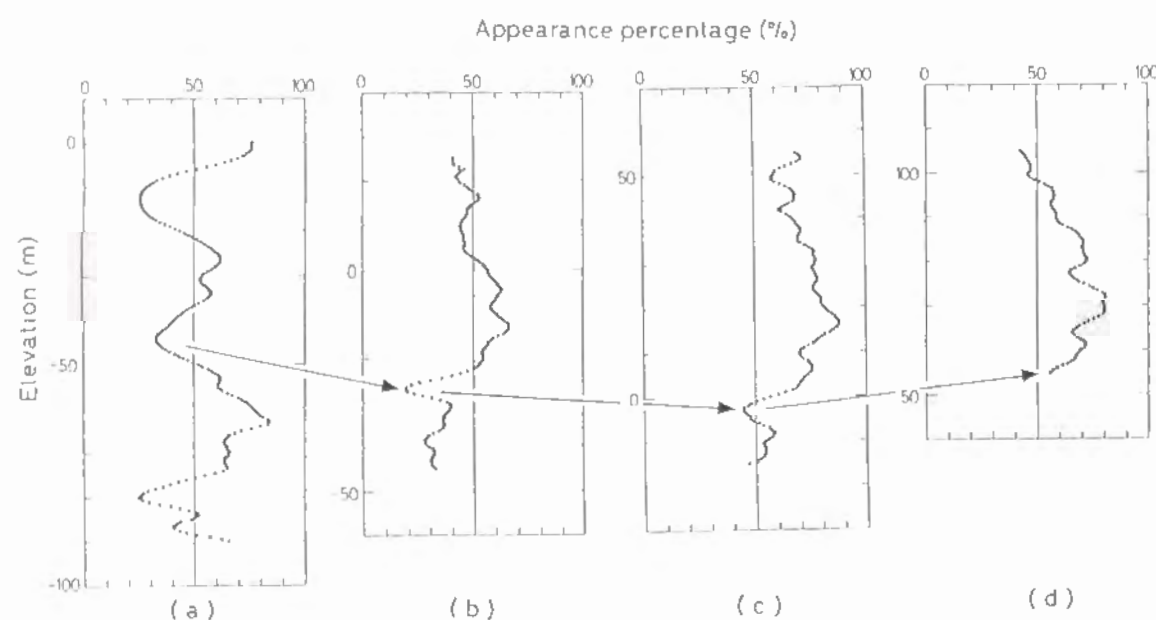


図3・9 (a)大阪平野における砂と砂礫を合わせた出現割合と(b)京都盆地南部・(c)北部、および(d)亀岡盆地における砂礫の出現割合との比較(矢印は推測される対応線を示す)

3・6・3 層相の変化における周期性

すでに示した大阪平野、京都・亀岡盆地における層相の変化には何らかの周期性が存在するようにみえるので、これを式(3・2)に示す最大エントロピー法によって検証した。3地域に対する周期性解析に使用した検索標高数は、移動平均したことで最下部と最上部におけるデータ数が減り、それぞれ181, 141, 101個である。したがって、本解析では式(3・3)に基づき、予測誤差フィルターの項数は30とした。また、ここでは各盆地における海水面低下期の削剥量の相違は考慮していない。

まず、大阪平野を解析したところ、図3・10に示すように粘性土の出現割合は33m

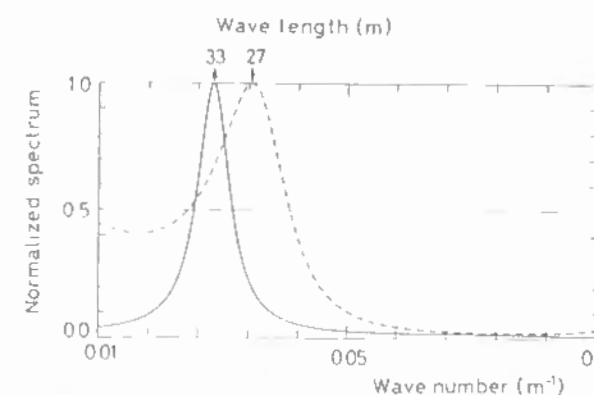


図3・10 大阪平野での粘性土(実線)と砂(破線)の出現割合の垂直的变化に対する正規化したMEMスペクトル

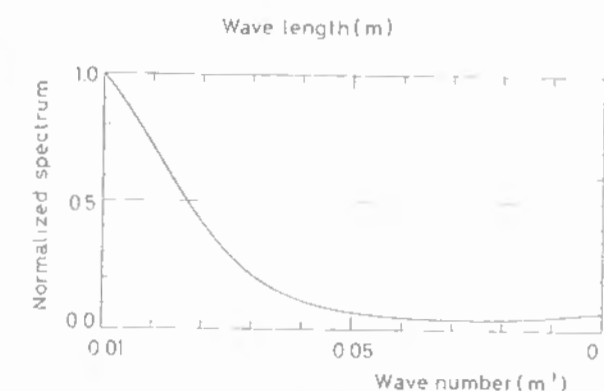


図3・11 京都盆地南部における砂礫の出現割合の垂直的变化に対する正規化したMEMスペクトル

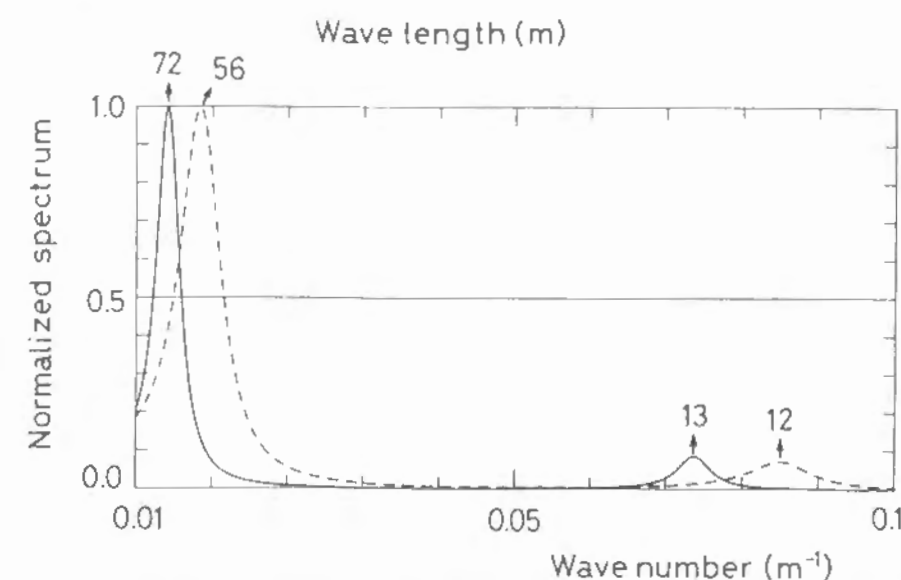


図3・12 京都盆地北部(実線)と亀岡盆地(破線)における砂礫の出現割合の垂直的变化に対する正規化したMEMスペクトル

の卓越周期をもつことが明らかになった。粘性土ほど鋭いスペクトルではないが、砂も27mの卓越周期をもつ。したがって、大阪平野における層相の変化の周期は30m程度であると結論付けられる。

さらに、京都盆地南部・北部、および亀岡盆地における砂礫の出現割合についてスペクトル解析を行った。図3・11に示すように京都盆地南部にはピークをもったスペクトルが認められず、周期性は検出できないのに対し、京都盆地北部と亀岡盆地はそれぞれ72m、56mに強いスペクトルをもつとともに、13m、12mにも小さなスペクトルが認められる（図3・12）。つまり、12～13mの周期をもつ点に2つの盆地の類似性がある。このように短い周期性は、大阪平野や京都盆地南部には認められないものである。したがって、内陸盆地における砂礫の堆積作用は下流域よりも古気候と関連した河川勾配の変化に敏感である可能性が考えられる。

3・7 水理地質構造の解析結果と考察

阿蘇外輪山西部に広がる熊本平野は良質で豊富な地下水に恵まれており、湧水地点も点在する。熊本平野内に位置し、人口60万人を擁する熊本市では上水のすべてを地下水に依存するが、最近、工業排水中の有機溶剤が土壤に浸透・沈着することによる地下水汚染、および急速な都市化に伴う過剰揚水や地下水涵養域の減少による地下水位低下などの環境問題が顕在化し始めている。それゆえ、熊本平野における地下水面の分布と水理地質構造を明らかにし、地下水の流動形態や水資源量を評価することが重要な課題となり、ここに小池ほか（1994a）は地盤情報データベースの適用を試みた。

3・7・1 浅層地下水位の分布

地形は地下水の流動形態を支配し、大略的には標高の高低に従って地下水は流れる傾向にある。それとともに地下水の帯水層となる地質も流動形態に影響を及ぼすと考えられる。なぜならば、地質によって間隙率、間隙の形状や構造が異なり、これらの要素は透水性に関連するからである。そこで、熊本平野下で浅層地下水を胚胎する地質と地下水位の分布を地盤情報データベースから抽出した。この地下水位データは最も浅部に位置する地下水面の深度を表し、主に不圧地下水面に対応する。

地下水面における地質の分布は図3・13のようであり、これは浅層地下水の帯水層となり得る地質の分布を表すものであるとみなせる。地下水位は主に深度15m以浅に位置するが、そこでの地質分布には地域的に良いまとまりがみられる。すなわち、解析領域の北東部では火砕流堆積物の分布が顕著であるが、河川の流れて沿って粗粒から細粒の河川堆積物へと地質は遷移し、中央部では砂礫や砂が、特に浅部（深度5m以浅）に地下水が存在する平野南部では粘性土が卓越している。しかし、有明海沿岸部で主に分布するのは砂である。

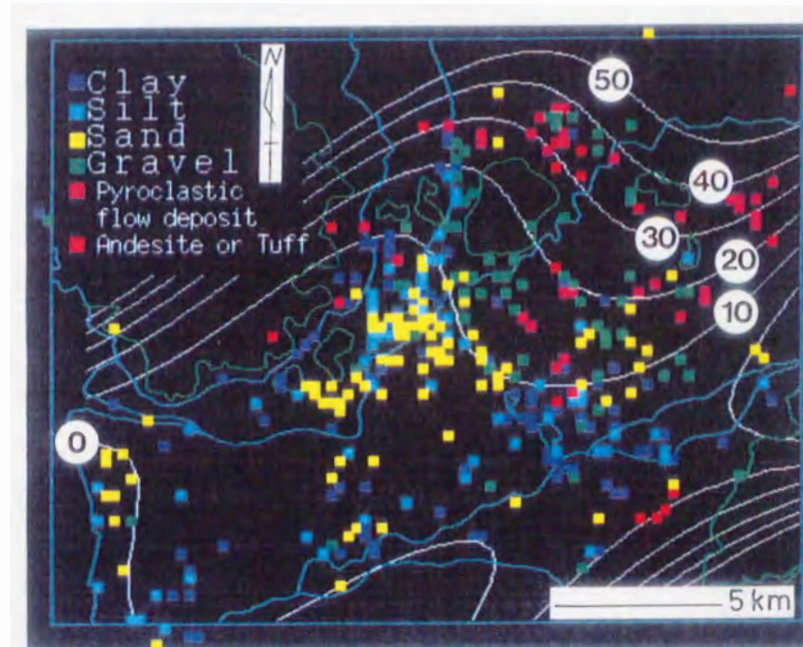


図3・13 地盤情報データベースから検索された地下水位の深度における地質の分布（熊本平野）

次に、地下水位データの傾向面解析によって浅層地下水の流れをモデル化する。まず、式（3・5）の各データに対する重み係数を得るために、1年間の水位変動幅を把握する必要がある。そこで、熊本県・熊本市（1986）に記載された19本の観測井における1982年のデータに基づいて、熊本平野での1年間の水位変動幅に対する傾向面を求めたところ、AICが最小になる次数は3次であった。この傾向面によれば北東部の標高が高い地域ほど水位の変動幅が大きく、10m以上の値を示す。一方、平野中央部から有明海にかけての広範な地域での水位の変動幅は2m以下と小さい。

この傾向面に基づき、水位のデータをもつ各ボーリング地点において変動幅の逆数を求め、これを重み係数とした最小2乗法によって浅層地下水位に対する傾向面を作成した。ここで、対象地域内に分布する5箇所の湧泉（図3・14）を地下水位が深度0mの地点としてデータに加えた。地下水位の傾向面に対しては、AICが最小となる次数は4次であり、この傾向面から等水位線と地下水の流動ベクトルを求めると図3・14のようになる。図より地下水位は北東部から南西部にかけて低くなり、それに伴って流動ベクトルの大きさが小さくなることがわかる。北東部でのベクトルの方向に関しては、大きく分けて2つの傾向があることも明らかである。その1つは、江津湖や木山川の方へと南に向かう流れであり、他方は白川や坪井川に沿い、それらの合流地点へと向かう流れである。この他に南東部でも江津湖の方へと向かう流れが認められる。

さらに、図3・13に示す地質分布に地下水位の等高線を重ね合わせたところ、火砕流堆積物と砂礫、および砂礫と砂の分布域に対する2つの境界線がほぼ同じ地下水位

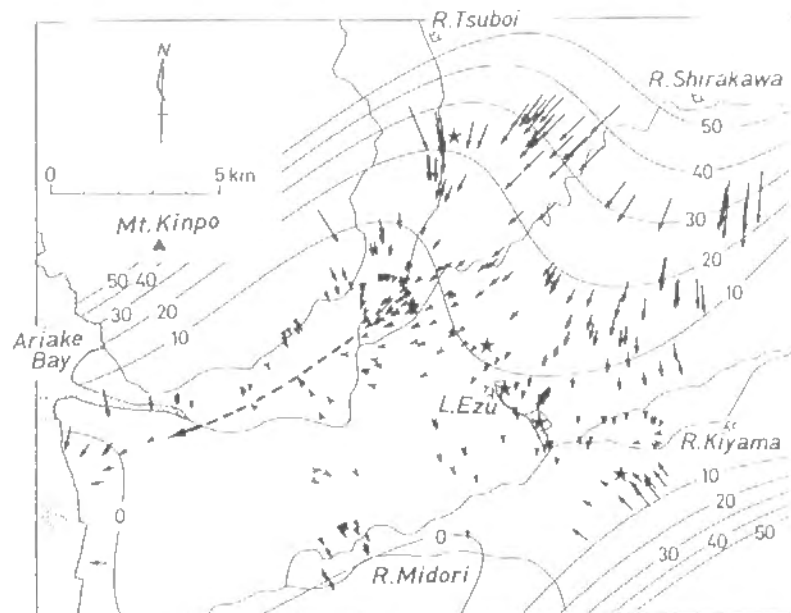


図3・14 地下水位データの傾向面解析に基づく地下水流動モデル。数字は等水位線の標高、星印は湧泉地点、矢印は流動ベクトルを表し、点線は推定される流路を示す。

に位置していることがわかり、前者は標高30m、後者は標高10mの等水位線と相似形をなす。また、流動ベクトルの大きさは火砕流堆積物の分布域において大きく、砂礫、砂、粘土の分布域ではこの順に従って小さくなる。有明海沿岸部の砂が分布する範囲では、粘性土に比べてベクトルの大きさが増加する傾向も調和的である。ゆえに、傾向面解析によって得られた地下水の流動形態は、表層での地質分布と関連することが明らかになった。

3・7・2 地下水位観測データに対する多変量回帰モデル

熊本平野では地下水位が季節的に変動する現象が知られているが、それと降水量との関係、あるいは変動パターンの地域的特徴の詳細についてはまだ明らかでない。そこで、長期間にわたる地下水位観測データが得られた9つの観測井を対象に、まず各観測井での水位変動に対する確率モデルを構築し、次にそのモデルに基づいて平野全体での変動の特徴を抽出する。

解析に用いた地下水位観測井名は、道明、長嶺、八景水谷、健軍、水前寺、秋田、城山、川尻、並建であり、それらの位置関係を図3・15に示す。道明・長嶺・八景水谷は台地部に、健軍・水前寺は台地の末端部に、秋田・城山・川尻・並建は低地帯に位置する。毎月1、11、21日の最高水位を平均した値と各月での降水量との関係を観測井ごとに示すと図3・16のようになり、地下水位は台地部から低地帯にかけて低下する傾向にあるのが認められる。なお、観測開始時期が異なるので、地下水位解析デ

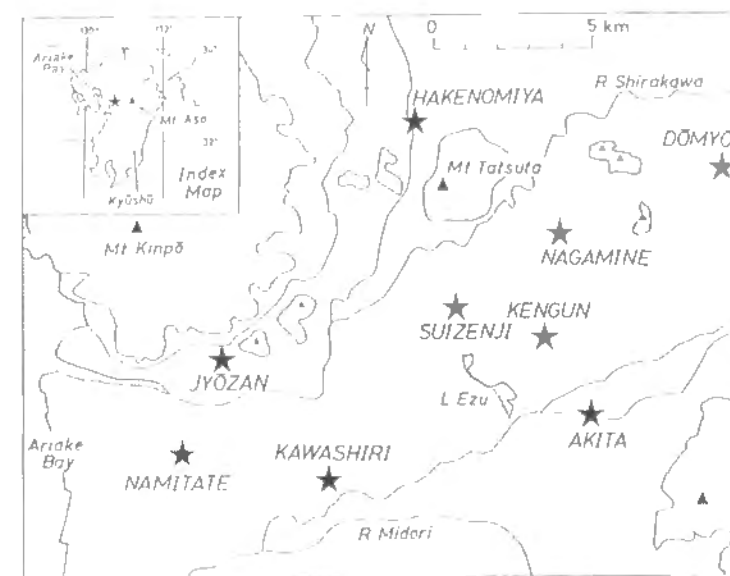


図3・15 多変量回帰モデル作成の対象とした熊本平野における9つの観測井の位置関係

(Domyo: 道明,
Nagamine: 長嶺,
Hakenomiya: 八景水谷,
Kengun: 健軍,
Suizenji: 水前寺,
Akita: 秋田,
Jyozan: 城山,
Kawashiri: 川尻,
Namitate: 並建)

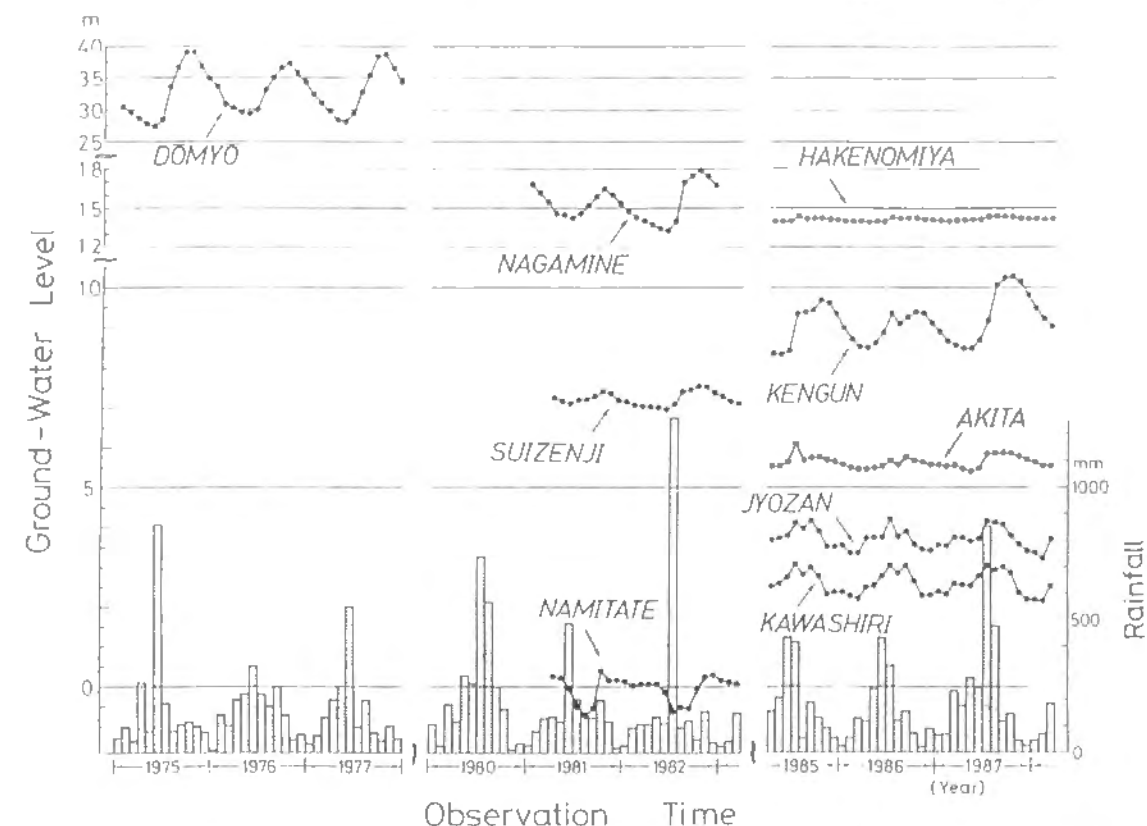


図3・16 各観測井で観測された地下水位と熊本地域の月別降水量との関係（熊本県企画開発部（1983）にデータを加えたもの）

ータの観測期間は表3・8に示すように統一していない。また、降水量は熊本市中央部に位置する熊本地方気象台で観測されたデータである。

図3・16のデータに基づき、降水量 x_t に対する地下水位 y_t の応答関係を明らかにするために、相互相関係数 $C(\tau)$ を式(3・40)から求めた。

表3・8 各観測井において多変量回帰モデル作成に用いた地下水位データの観測期間、モデルの最適次数、およびその次数でのAICの値

Observation well	Observation period used for construction of the model	Optimum order	Value of AIC
Domyo	Jan.1976 ~ Dec.1977	7	36.5
Nagamine	Jan.1981 ~ Dec.1982	7	55.5
Hakenomiya	Jan.1986 ~ Dec.1987	7	-54.9
Kengun	Jan.1986 ~ Dec.1987	7	-19.2
Suizenji	Dec.1981 ~ Mar.1983	8	75.6
Akita	Jan.1986 ~ Dec.1987	7	-57.1
Jyozan	Jan.1986 ~ Dec.1987	2	-29.8
Kawashiri	Jan.1986 ~ Dec.1987	5	-20.7
Namitate	Dec.1981 ~ Mar.1983	7	-102.5

$$C(\tau) = \frac{\sum_{t=1}^n y_t x_{t-\tau} - \sum_{t=1}^n y_t \sum_{t=1}^n x_{t-\tau} / n}{\sqrt{\left[\sum_{t=1}^n x_{t-\tau}^2 - \left(\sum_{t=1}^n x_{t-\tau} \right)^2 / n \right] \left[\sum_{t=1}^n y_t^2 - \left(\sum_{t=1}^n y_t \right)^2 / n \right]}} \quad (3 \cdot 40)$$

ここに、 τ はタイムラグ、 n は地下水位の解析データ数である。ラグ9までの計算の結果、各観測井に対する $C(\tau)$ の分布は図3・17のように表される。図より $C(\tau)$ の分布は観測井ごとに特徴的なパターンを描くが、ラグ1～5ヶ月の間で極大値をもち、大きなラグに対しては負となる傾向にあるという点で類似性が認められた。さらに、 $C(\tau)$ の極大値は概ね0.5以上であり、ラグの小さな降水量が地下水位の変動に影響を及ぼしている。したがって、各観測井において降水量と地下水位とに相関関係が存在するといえ、これらの時系列データを関連付けて多変量回帰モデルを作成することは有意である。そこで、式(3・15)の正規方程式を解くことで、各観測井に対する多変量回帰モデルを作成し、式(3・19)のAICによって最適なモデル次数 m^* (表3・8)を確定した。

ところで、これらのモデルは、熊本平野の平均的な傾向からみて特異な降水量、あるいは地下水位データによって構築された可能性も考えられる。そのために、次の2つの観点からモデルの妥当性を検証した。

- (1) モデルに熊本地域の月別平均降水量を入力した場合の出力結果と観測データとの比較。
- (2) 観測時期が異なるデータに基づいて作成された複数のモデルの比較。

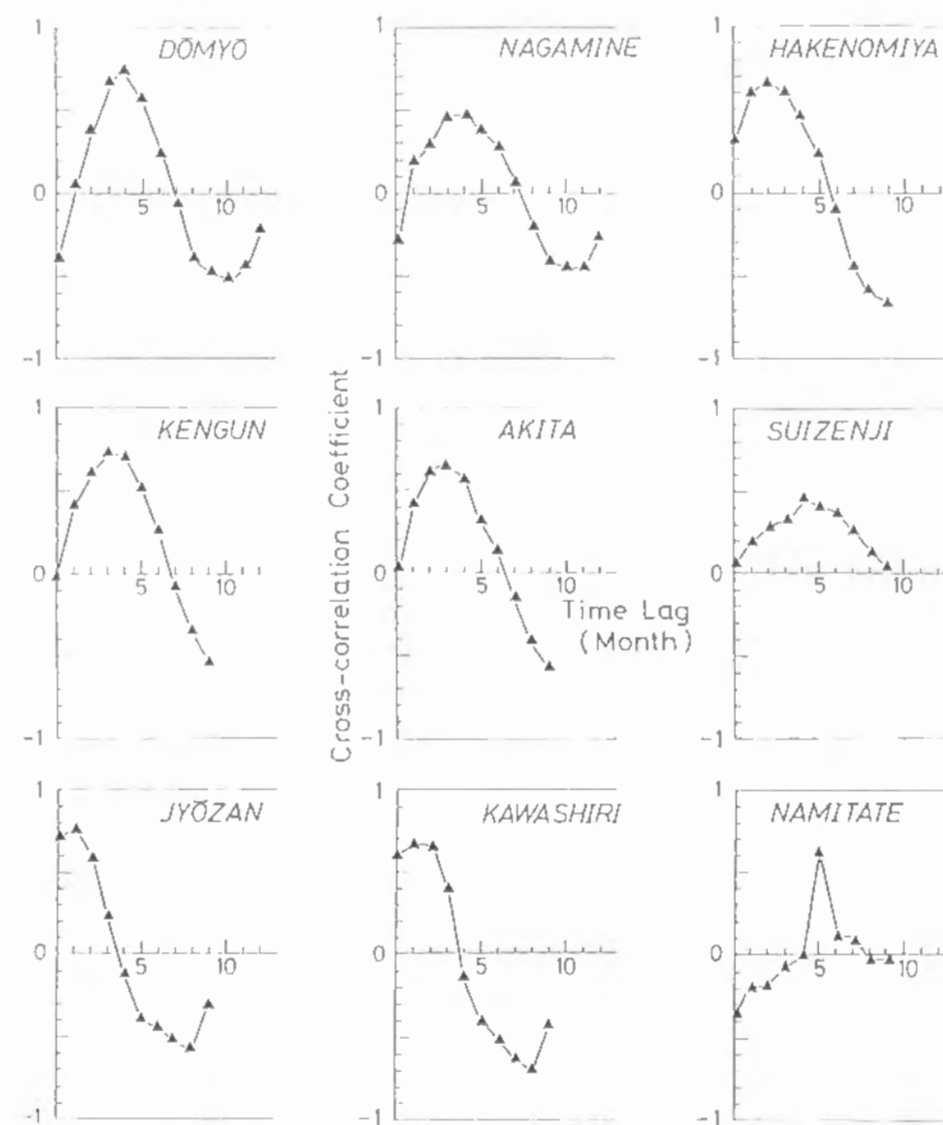


図3・17 各タイムラグに対する降水量と地下水位との相互相関係数

まず、(1)に対しては台地部、その末端部、および低地帯に位置する観測井の代表として道明、健軍、並建を選び、推定値と観測データとを比較した。それらは図3・18のように、変動幅が特に大きい道明、ラグ1～6の $C(\tau)$ が相対的に大きい健軍、およびラグ5の $C(\tau)$ のみが大きな値をもつという特異なパターンの並建(図3・17)のいずれにおいても同様の変動パターンを示し、しかも各月での水位の差は小さいことが明らかである。

次に、(2)に対しては健軍観測井を対象とし、表3・8に示す地下水位データ、および1982年1月～1983年12月の地下水位データを用いて構築されたモデルとを比較した。後者のモデルに対する最適次数は前者と同様に7である。2つのモデルに月別平均降水量を入力した結果を図3・19に示す。各月で20～30cmの水位の差がみられるものの、2つのモデルから水位変動の同様な傾向が得られている。したがって、モデル

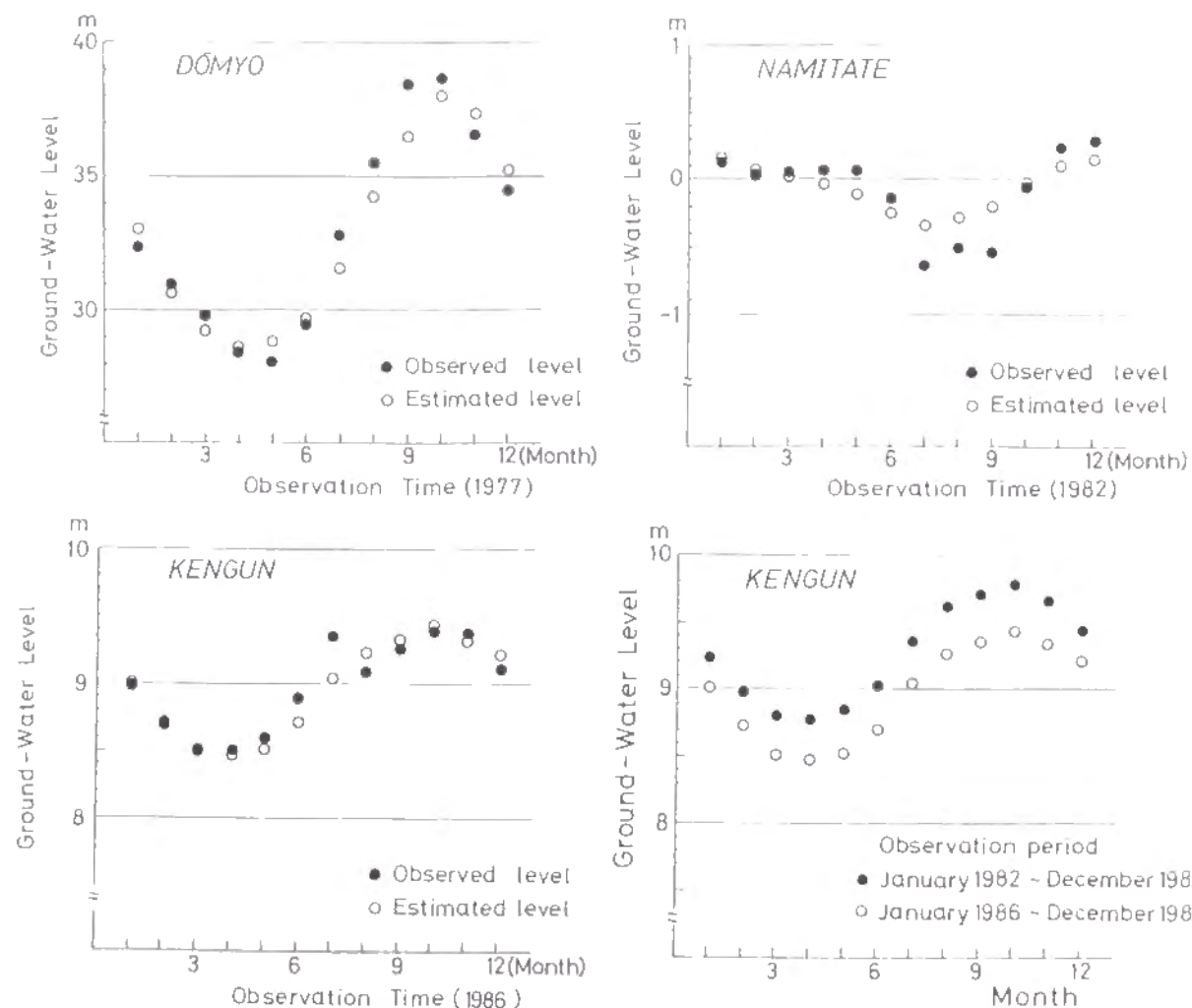


図3・18 多変量回帰モデルに月別平均降水量を入力した場合の地下水位の出力結果と観測データとの比較（道明，健軍，および並建観測井）

図3・19 観測時期の異なる地下水位データに基づいて作成された2つのモデルに，月別平均降水量を入力した場合の出力結果の比較（健軍観測井）

作成における観測時期の相違の影響は小さいことがわかった。

(1)と(2)に対する検討結果から，作成された多変量回帰モデルは熊本平野での地下水位変動の一般的な傾向を捉えており，これを地下水位の予測に用いることが可能であると結論付けられる。

3・7・3 広域的な地下水位の季節変動

各観測井に対する最適な多変量回帰モデルをもとに，地盤情報データベースに収められたボーリングデータの各地点における水位の季節変動を推定する。そのために各ボーリング地点での水位は，最も近くに位置する観測井の水位データと同様の確率構造をもつと仮定し，9つの観測井までの距離の比較によって，全データを9つのグル

ープに分けた。

同一のグループに属するボーリングデータに対してのモデル次数と回帰係数の最尤量は同一のものとするが，地下水位の予測に当たり，式(3・20)に示すように各ボーリング地点における水位の平均値が必要である。そこで，地下水位の概略を明らかにした3・7・1の傾向面解析から得られる水位を，各地点での平均値として用いた。

熊本平野では，図3・16のように地域ごとに地下水位の変動パターンは異なり，標高が高い地域ほど一般に変動幅は大きい。その変動が明瞭に表現されるように，台地部，中央部，低地部の3つの地域にボーリングデータを分けて，各地域ごとに2月，6月，10月での地下水位を推定した。その結果は図3・20に示すとおりであり，各地域に対する水位表示のための刻み幅は，それぞれ3m，1m，0.5mとした。

台地部では2月に比べて6月に水位が低下する地点が多いのに対し，10月に水位の大幅な上昇がみられる。中央部では2月と6月の水位に顕著な差は認められないが，台地部と同様に10月に水位が上昇する地点が多い。一方，有明海沿岸部以外の低地部においては，降水量と直接対応して6月に水位が高くなっており，台地部・中央部とは異なった傾向を表している。

次に，地下水流動モデルを得るために，各月での地下水位の傾向を最も良く表現する傾向面を3つの地域ごとに求めた。傾向面の算出に当たり，重み係数は1に統一している。解析の結果，2月，6月，10月における残差分散の平方根は，台地部，中央部，低地部のそれぞれで0.31m，0.12m，0.03mとなり，これらの値は水位の変動幅と比べて十分小さいので，妥当な傾向面が得られている。

この傾向面を各ボーリング地点で微分することによって，6月と10月に対する流動モデルを作成した結果を図3・21に示す。2つのモデルを比較すると，流動ベクトルの方向，およびその大きさに顕著な差は認められない。これは地下水の流動がほぼ定常的であることを示唆すると考えられる。しかし，詳細にみると台地部では10月に流動ベクトルの大きさが増加し，またベクトルの方向がわずかに時計回りに回転するのに対し，長嶺と水前寺観測井の中間付近では，それとは逆の傾向を示しているのがわかる。このように，本解析によれば季節による地下水流れの微妙な変化が抽出されるといえる。

3・7・4 地下水位の経年変化

地下水位低下の問題が顕在化した熊本平野において，地盤情報データベースの適用により地下水位の低下域を特定し，その低下量の把握を試みる。

データベースに収められた地下水位データ数は409であり，それらの調査時期は1948年から1992年までの広い範囲にわたる。したがって，任意の期間における地下水位の分布を表すことが可能であるが，期間を細かく分けるとそれに含まれるデータの数

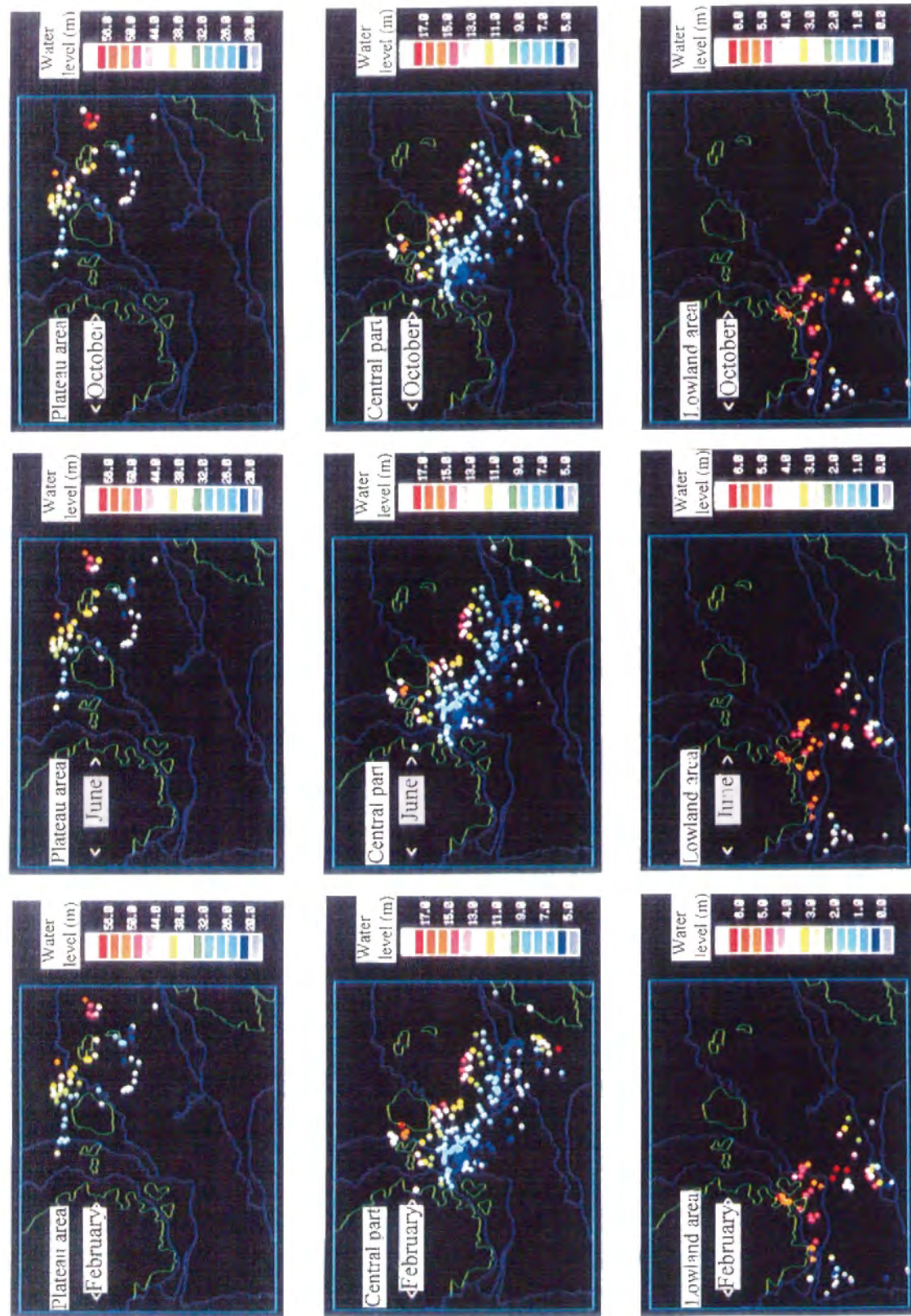


図3・20 台地部、中央部、低地部における地下水の推定標高分布図（水位表示のための刻み幅は、各地域に対しそれぞれ3 m, 1 m, 0.5 m）

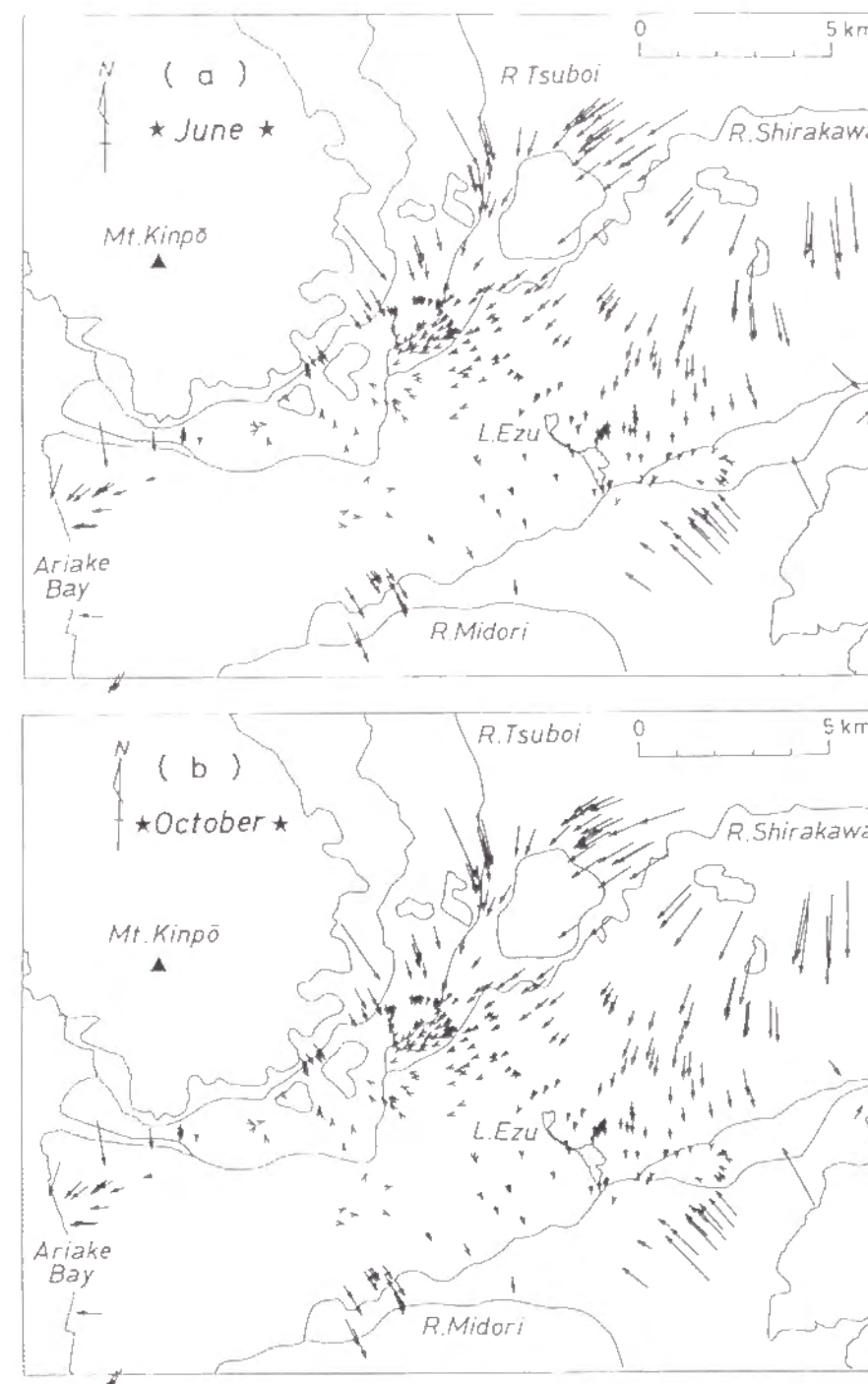


図3・21 (a) 6月と(b)10月に対する地下水の流動モデル

と分布域が限られ、妥当な地下水位分布モデルは得られない。これを考慮し、各期間でのデータ数とデータの分布状態とがなるべく均等になるように、データを1948年～1978年と1979年～1992年の2つの期間に分けた。それらを期間Ⅰ、Ⅱと呼ぶことにする。各期間に含まれるデータ数は192, 217である。

3・7・2での解析により、降水量と地下水位との多変量回帰モデルは観測年が異なってもほぼ同じであることが示された。すなわち、3・4・3で述べた仮定が満足され

るので、多変量回帰モデルから各ボーリング地点で調査年における平均水位を推定した。その結果を図3・22に示すが、期間Ⅰ、Ⅱでの全体的な地下水位分布は同様の傾向を有するのがわかる。しかし、各期間でのデータの位置が重なっていない部分もあるので、地下水位の概略的な分布を示す傾向面を各期間に対して求め、それらを比較するのは適当でない。なぜならば、傾向面の形状はデータの分布状態に影響されるからである。それゆえ、平均水位の分布モデルが各データの位置でその値とほぼ一致するように、最適化原理による補間を行った。このとき、式(2・5)に示すパラメー

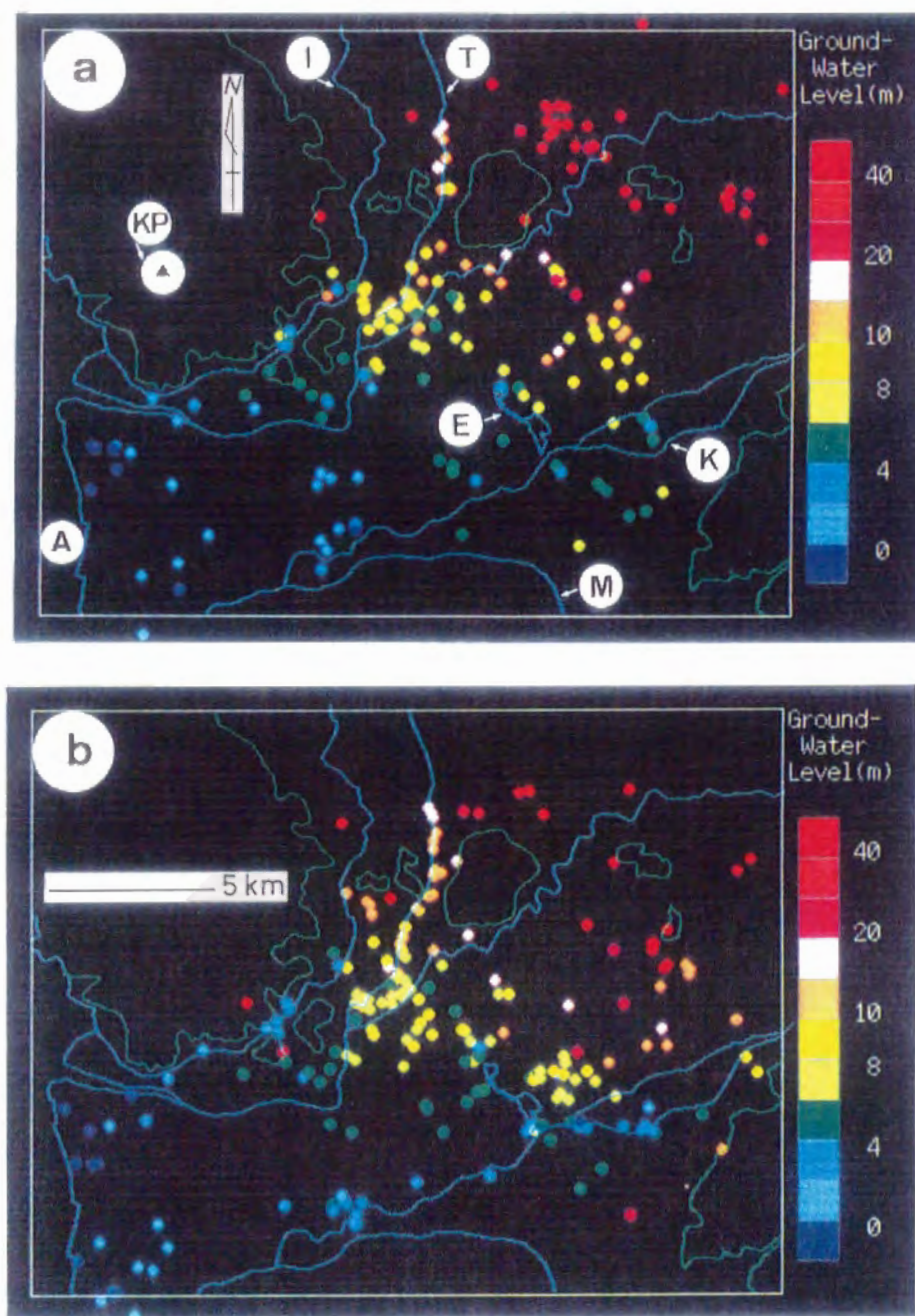


図3・22 期間Ⅰ(1948年～1978年)と期間Ⅱ(1979年～1992年)における各ボーリング地点での平均水位の推定分布図

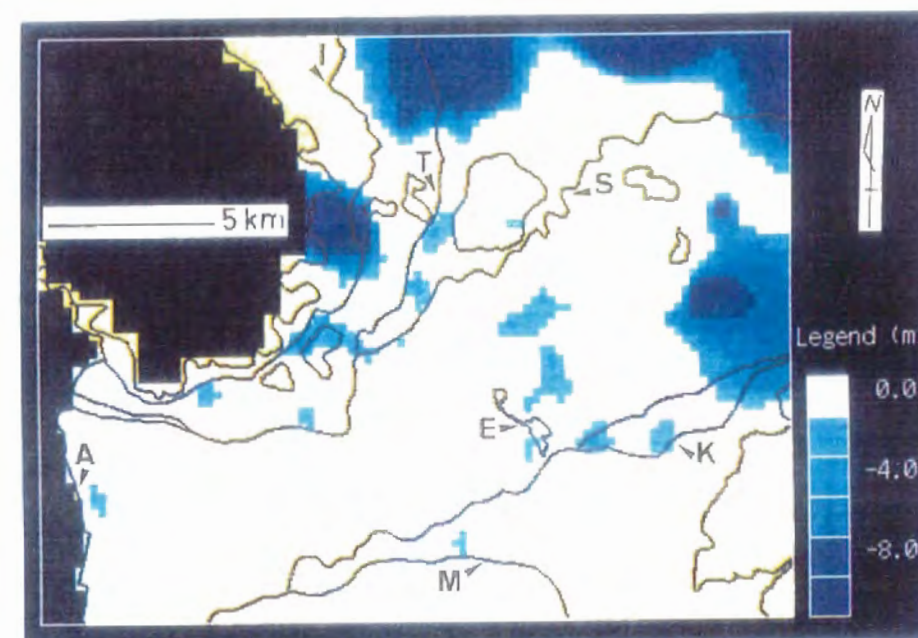


図3・23 2つの期間に対する平均水位を最適化原理によって補間し、それらの差による地下水位の低下域の抽出図

タの値を $m_1 = m_2 = 1$, $\alpha = 30$, 式(2・9)の収束条件を $\varepsilon = 0.1$ と設定した。

補間の結果、期間Ⅱに対する平均水位分布から期間Ⅰでの分布を差し引くことによって、図3・23に示すように地下水位の低下域を特定できる。すなわち、その現象は有明海沿岸、江津湖周辺、解析領域の中央に位置する熊本市中心部、領域の境界付近に相当する北部・東部の近郊域で生じていることが予想される。250m四方の単位格子当りの平均低下量は1.5mである。上記の低下域の中では、データ分布の疎密性から江津湖周辺と領域中央部に対する解析結果の信頼性が相対的に高い。有明海沿岸では図3・13に示すように地表面近くの粘性土と砂が帯水層となっており、最近観測された地盤沈下(熊本県, 1983)はこの層における水位の低下と関連するとも考えられる。また、市近郊域に対してはデータ数が少ないことに注意を要するので、抽出結果の妥当性を土地利用の変化との関連から検証するために、観測時期が異なるランドサットTM画像の処理を試みた。

ランドサットTM画像が利用できる時期は1984年以降であり、熊本平野に対する気象条件が良い1984年10月22日と1991年1月18日の画像(附録図)を解析に用いた。これらの画像を教師付き分類法の最短距離法と最尤法によって水域、市街域、水田域、畑域、植生域の5つの領域に分類したが、両手法の分類結果にはほとんど差はみられなかった。2つの画像に対する分類結果を重ね合わせたのが図3・24であり、黄色は水田域・畑域・植生域を合わせた地下水の涵養域、緑色は1984年での市街域、および赤色は1984年から1991年にかけて市街域が拡大した部分を表す。市街地の拡大域は主に北部・東部の郊外に集中しているのがわかる。2つのランドサットTM画像の観測

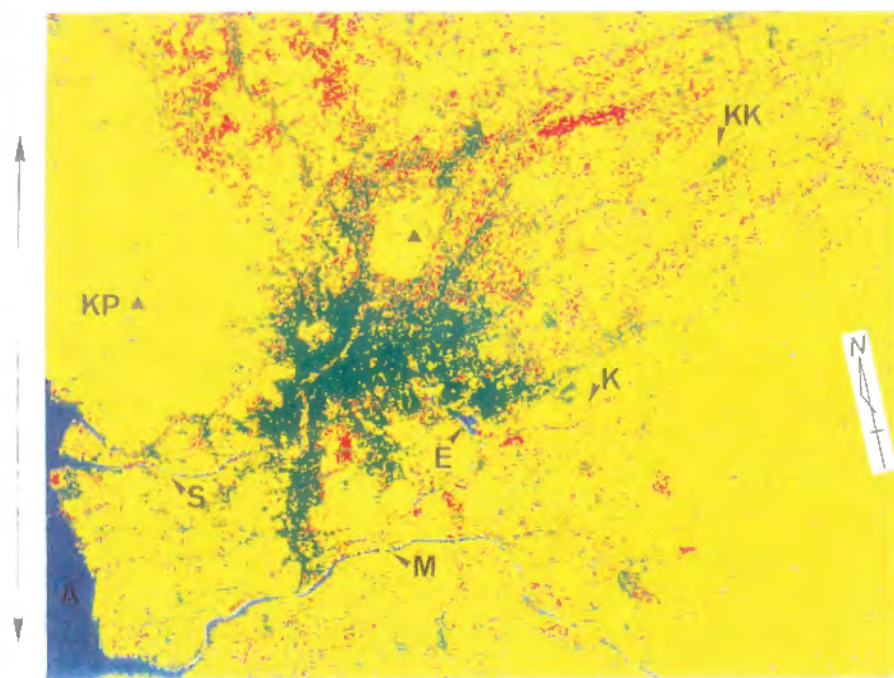


図3・24 2つの時期に対するランドサットTM画像の分類処理結果の重ね合わせ
(緑色は1984年での市街域、赤色は1984年から1991年にかけて市街域が拡大した

部分、矢印は地盤情報データベースの対象範囲、およびKKは熊本空港の位置を表す)
時期に比べて、地下水位データは長期間にわたるものである。しかし、市街地が発展する領域は変わらないと考えられるので、アフィン変換により市街地の拡大域と地下水位の低下域とを重ね合わせる。その結果は図3・25に示すように、両者は必ずしも

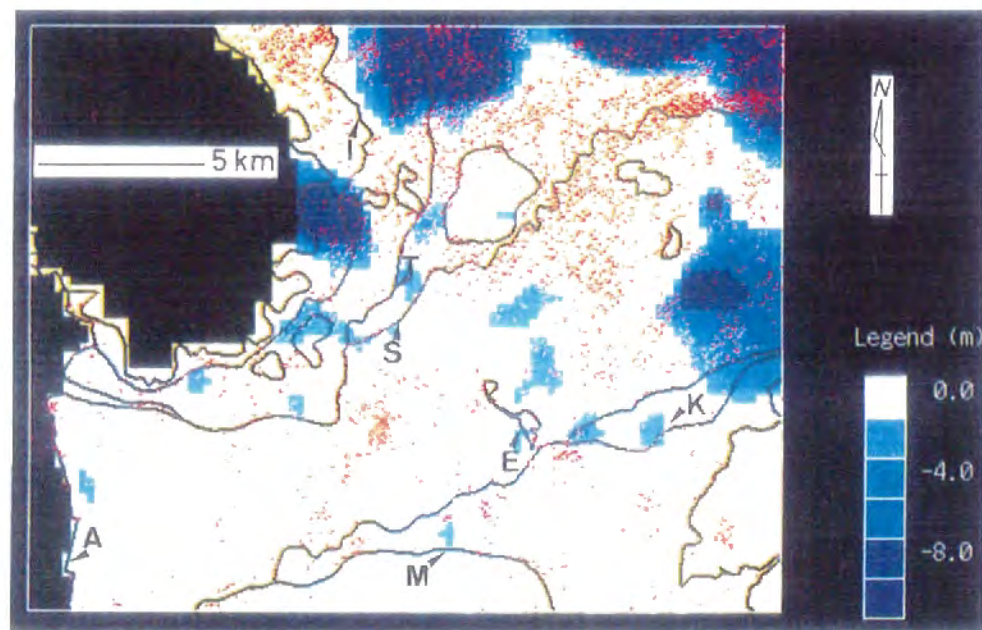


図3・25 地下水位の低下域と市街地の拡大域との重ね合わせ

一致していないが、低下量の大きい部分には涵養域の減少の影響が及んでいると推測できる。ゆえに、都市の開発計画においては、このような傾向と図3・14に示した地下水流動モデルとを特に考慮する必要があるといえる。

3・7・5 地下水を胚胎する鍵層の構造モデルとその特徴

平野下の地質構造は、地史的同時面(同一の堆積年代をもつ面)である鍵層を複数重ね合わせることで明らかにされる。すなわち、鍵層の構造によって古地形、断層の位置やその活動度が推定できるようになる。鍵層としては広域的に分布し、堆積年代がすでに求められている地層を選ぶ必要がある。例えば、前述の大阪平野では、大阪層群の海成粘土層に挟まれるアズキ火山灰層の分布形態によって、平野中央部で南北方向に走る活断層(上町断層)の特徴が示された(Ikebe, et al., 1970)。熊本地域でそのような条件を満足する地層としては、噴出時期が異なる4層の火砕流堆積物、すなわちAso-1(27万年前)、Aso-2(14万年前)、Aso-3(12万年前)、Aso-4(9万年前)と層序的にAso-1、Aso-2の間に位置する砥川溶岩(15万年前)、および後氷期の海進に伴う有明粘土層があげられる。各鍵層の存在位置と深度を地盤情報データベースから抽出するに当たっては、次のような各鍵層の特徴を検索条件に設定した。

有明粘土層: N 値は3以下の極めて柔らかい粘土層で、下部に腐食土層・ピートをもつ。

Aso-4: 主として非溶結の軽石流堆積物で、軽石に角閃石が多く含まれる。

Aso-3: スコリアや黒曜石を含む非~弱溶結の岩滓流で、スコリアには斜長石の斑晶が多量に含まれる。

Aso-2: 上部は非~弱溶結、下部は強溶結のスコリア流で、スコリアは無斑晶または少量の斜長石斑晶を含む。

砥川溶岩: 多孔質で亀裂の多い普通輝石安山岩からなる(写真3・1)。

Aso-1: 黒色の強溶結の凝灰岩で、黒曜石の扁平レンズを挟み、斜長石・輝石の斑晶を含む(写真3・1)。

砥川溶岩は上記の特徴をもつため特に有能な被圧帯水層であると考えられているので、その詳細な形状と溶岩の流出方

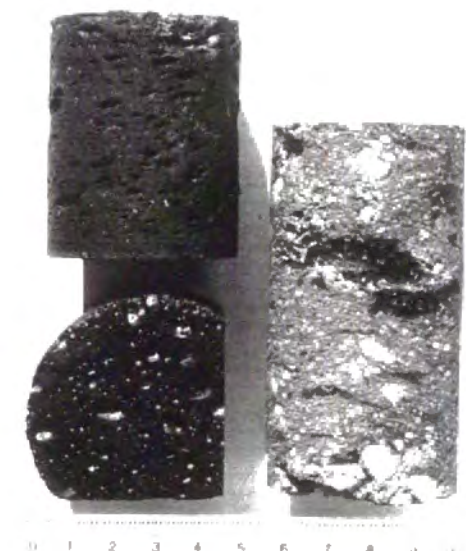


写真3・1 砥川溶岩の多孔質部(左)とAso-1(右)のコア試料

向を明らかにすることを目的とし、上面と下面を検索の対象とする。また、有明粘土層は、その最上部と現河川による堆積物との区別がつきにくいので、堆積開始時の古地形を推定するために下面のみを扱う。これらの地層に対して阿蘇火砕流堆積物の層相の変化は大きく、地質柱状図からは火砕流間ローム層と火砕流風化層との区別が困難なために上面のみを対象とする。

各鍵層の上面、あるいは下面が検索されたボーリングデータの位置は図3・26のようであり、対象領域のほぼ全域から検索されたAso-4の情報量が最も多く（データ数425）、Aso-3がこれに次ぐ（データ数244）。有明粘土層の分布は西部に限られ（データ数144）、砥川溶岩を貫通したボーリングは少ないために、上面のデータ数179に対して下面は45である。また、Aso-2と深部に位置するAso-1のデータ数はそれぞれ33、49で、それらの分布域も限られている。

これらのデータをもとに最適化原理を用いた2次元補間によって、250m四方の単位格子における各鍵層の上面、あるいは下面の標高を算定した。その結果は図3・27(a)~(f)に示すとおりである。ただし、鍵層ごとにデータの分布状態が異なるので、例えばAso-3がAso-4の上部に位置するなど層序が逆転する部分が生じた。このよう

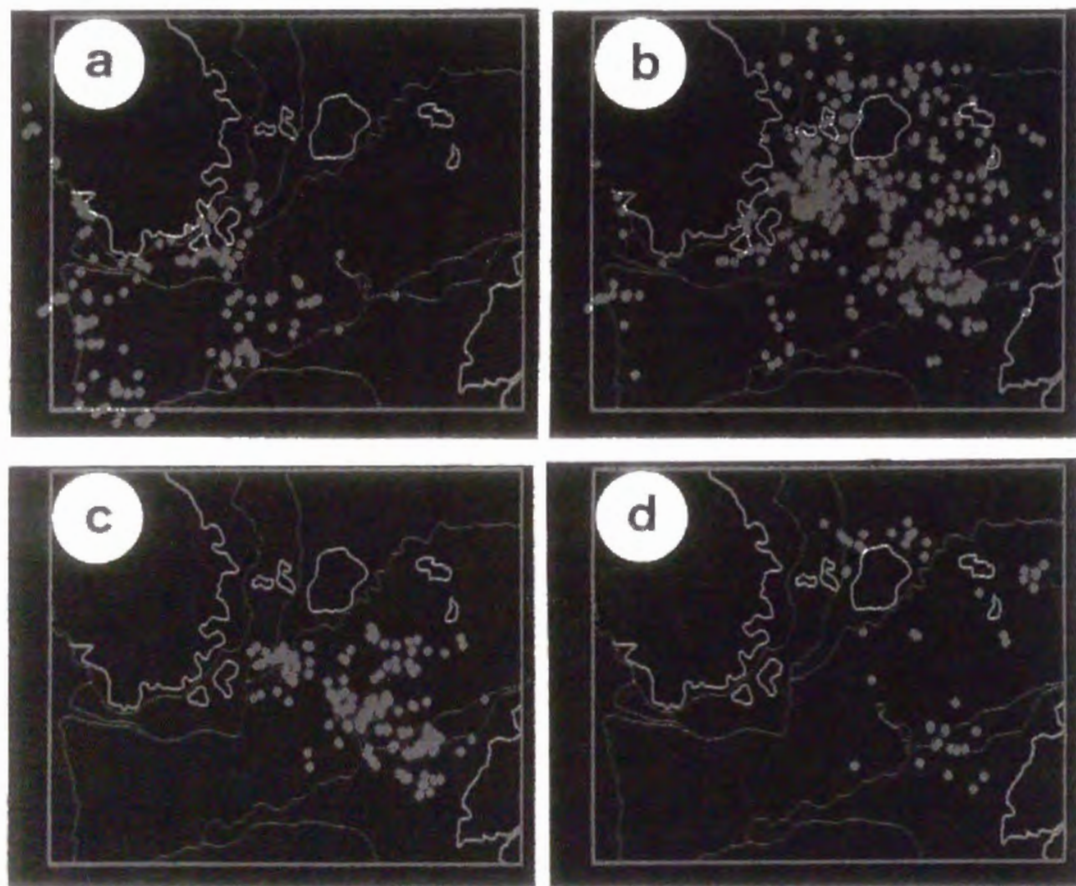


図3・26 各鍵層の上面あるいは下面が検索されたボーリングデータの位置。
(a) 有明粘土層下面 (b) Aso-4上面 (c) 砥川溶岩上面 (d) Aso-1上面

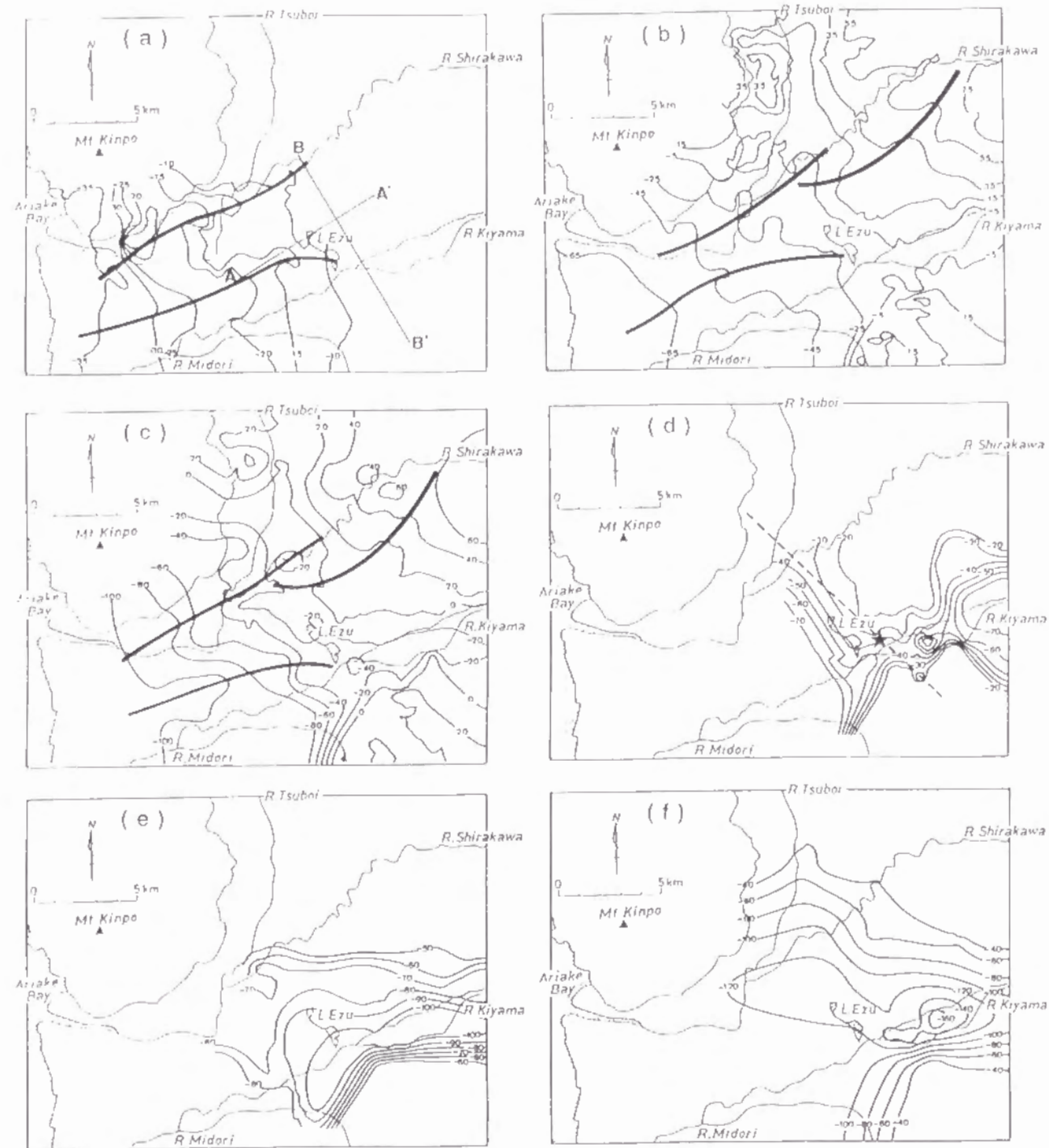


図3・27 各鍵層の上面あるいは下面の等高線図。(a) 有明粘土層下面。A-A'とB-B'は図3・29の断面図の位置、太線は連続性の良い谷地形を表す。
(b) Aso-4上面 (c) Aso-3上面 (d) 砥川溶岩上面。星印は重心の位置、点線は対称軸を表す。(e) 砥川溶岩下面 (f) Aso-1上面。

な部分に対しては、より多くのデータから作成されたモデルの方が信頼性が高いと考え、その標高に他方のモデルの標高を一致させるという補正を行っている。各鍵層の構造に関する特徴を等高線図、および層序順に重ね合わせた断面図に基づいて以下にまとめる。

(I) 有明粘土層：下面の等高線（図3・27(a)）に基づくと、本層は有明海の方へと緩く傾斜しており、海進が江津湖西岸まで及んでいたことがわかる。また、現在の河川とは異なる位置に連続性の良い2本の谷構造がみられ、これらは旧白川・旧加勢川の流路を表す埋没谷であると考えられる。

(II) Aso-4, 3：両層の上面の形状は類似しており、領域東端の台地部と西端の有明海沿岸部とでは150m以上の標高差がある（図3・27(b), (c)）。それらの傾斜は東北東-西南西方向の断面図（図3・29(a)）が示すように、有明粘土層よりも大きい。江津湖が両層の僅かな凹みに位置していることも断面図からわかる。また、領域北東部には現在の河川的位置に浸食地形が存在するとともに、白川南部にも谷地形の発達認められ、これは旧河川による浸食と考えられる。低地帯での特徴として、有明粘土層にみられた埋没谷が両層にもほぼ同じ位置に現れている。

(III) Aso-2：砥川溶岩上面と重ね合わせた鳥瞰図（図3・28）からわかるように、本層の主な分布域は木山川流域における砥川溶岩上面の凹地に限られている。

(IV) 砥川溶岩：溶岩の性質上閉曲面をなすと考えられるので、上面が検索された地域内である層厚をもつような構造を仮定した。本層の上面・下面は、木山川の南側では急傾斜の北落ちを示すのに対して、その北側では緩やかな南落ちになっている（図3・27(d), (e)）。この特徴は北北西-南南東方向の断面図（図3・29(b)）を描くと、さらに顕著に現れる。

溶岩の凹みは活断層である布田川断層（九州活構造研究会編，1989）の延長部に相当し（図3・1），地溝帯形成運動による構造谷を反映していると考えられる。

種々の断面図を検討したところ、砥川溶岩は線対称をなす形状であるように現れる。本層は比較的粘性の低い溶岩であるので、噴出時の地表面の最大傾斜方向、もしくは凹地に沿って流れたと推定できる。したがって、溶岩の重量分布の釣り合いに関しての長軸、すなわち対称軸の方向は溶岩の流出方向に関連をもつと考えられ、この情報

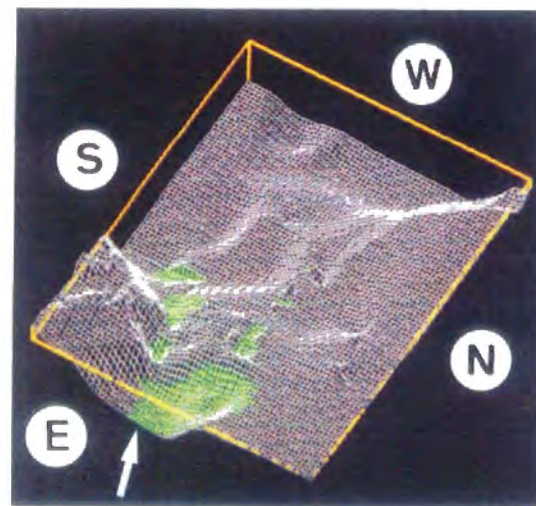


図3・28 砥川溶岩上面（白）とAso-2
上面（緑）との重ね合わせ（視線
方位は北東から南西を見る方向）

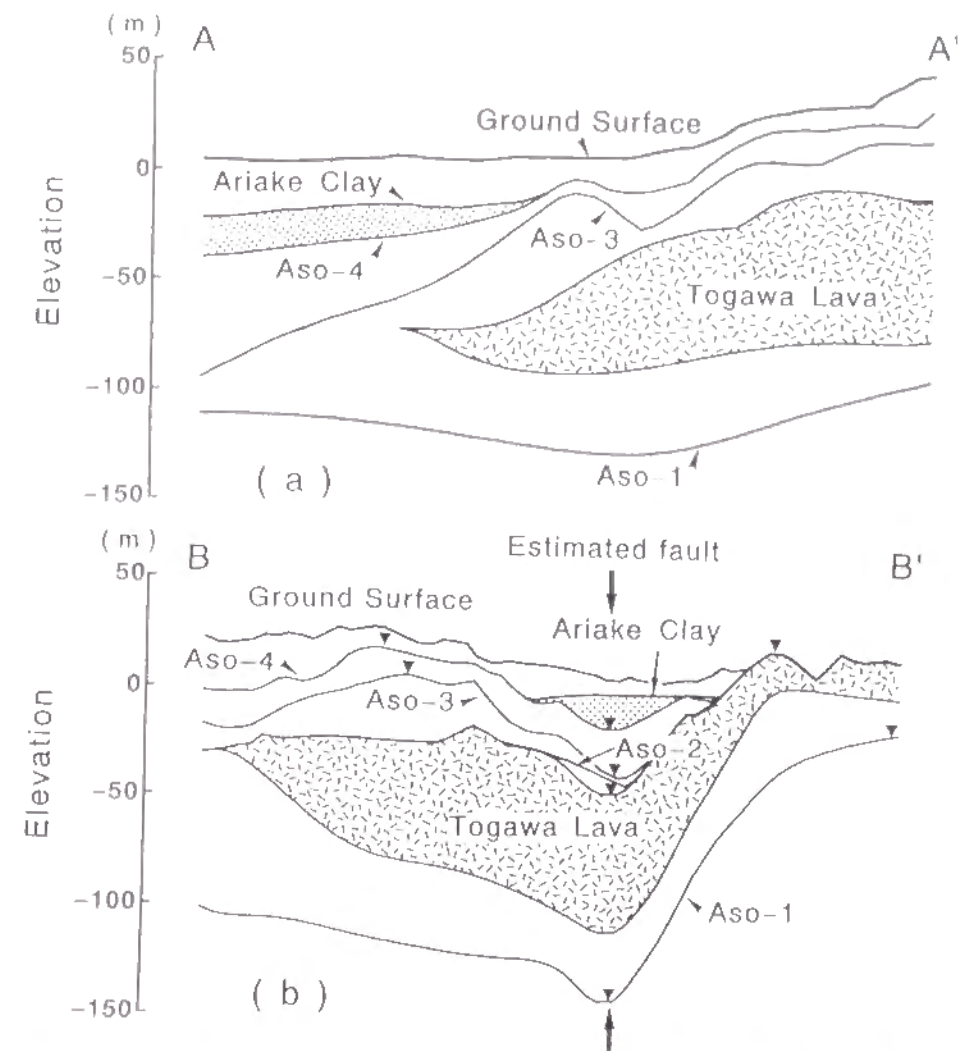


図3・29 測線 (a) A-A' と (b) B-B' に沿う各鍵層の地下構造断面図

は地下水を胚胎する溶岩中の気泡の形状を考察する上で役立つであろう。

対称軸を求めるために、まず砥川溶岩の分布に対する水平面上での重心位置を明らかにする必要がある。砥川溶岩の存在が推定された格子数を n 、 i 番目の格子の東西、南北方向での中心座標を (x_i, y_i) 、溶岩の厚さ（上面と下面との標高差）を T_i とすると、重心の座標 (x_g, y_g) は

$$(x_g, y_g) = \left(\frac{\sum_{i=1}^n T_i x_i}{\sum_{i=1}^n T_i}, \frac{\sum_{i=1}^n T_i y_i}{\sum_{i=1}^n T_i} \right) \quad (3 \cdot 41)$$

で与えられる。対称軸はこの重心を通る。水平面上で重心を通る直線を境に2つの領域 U 、 L に分割し、各領域内にあるデータの直線に対するモーメントの和をとり、それらの差 d

$$d = \left| \sum_{(x_i, y_i) \in U} r_i T_i - \sum_{(x_i, y_i) \in L} r_i T_i \right| \quad (3 \cdot 42)$$

を求める。ただし、 r_i は (x_i, y_i) から直線までの距離を表す。中心軸は上式の d を最小にする方向である。

計算の結果、重心の位置は図3・27(d)のように得られ、 d を最小にしたのは $N44^\circ W$ 方向であった。さらに、対称軸は木山川の南側における分布域の境界付近で、砥川溶岩上面の孤立峰状の小さな高まりを通る。この高まりは松本(1974)によって推定された溶岩の噴出口よりも約5km南西に位置するが、噴出口に関する新しい情報を示すものと考えられる。

(V) Aso-1: 本層は写真3・1に示すように溶結度が高いので、上位の火砕流堆積物よりも間隙率が小さく、通常の固結岩盤と同様に地下水の流れは亀裂分布に支配されると推測できる。Aso-1よりも深部の鍵層に関するデータは極めて少ないこともあり、ここでは本層を水理的基盤とみなすことにする。その上面の形態は盆地状であり、標高-160m以下の特に深い部分は布田川断層の延長上に位置する(図3・27(f))。また、Aso-1上面と地下水位データの傾向面解析に基づく浅層地下水面(図3・14)とを比較すると、いずれも北東部から江津湖に向けて低くなるという共通性がある。深層地下水の流れはAso-1の分布形状に関係すると考えられる。ゆえに、熊本地域では浅層・深層地下水ともに同様の流動形態をもつといえる。

ここで、徳本(1991)は熊本平野の多数の地点においてブーゲ異常データを求め、重力異常図を作成している。これによって、各鍵層の特徴を深部の地下構造との関連から考察できるようになる。重力異常図には布田川断層付近が等値線の密な部分として表されている。その他に、白川に沿い有明海沿岸までの北東-南西方向に、および領域中央部では北西-南東方向に重力異常の低まりが連続するという特徴がみられる。これらは前述の有明粘土層とAso-3・4に現れた谷地形の位置、砥川溶岩の対称軸の方向、およびAso-1上面の凹地形に対応する。よって徳本(1991)が考察したように、熊本平野表層部で地下水を胚胎する地層の構造は、より深部に位置する基盤岩(白亜紀の御船層群など)の構造と関連し、その形状に地下水の流れが支配されていると予測できる。

さらに、九州活構造研究会編(1989)によると、布田川断層は河成段丘や沖積錘を変位させ、明瞭な低断層崖を伴う。しかし、断層の具体的な活動度は求められていない。その大まかな評価のために、布田川断層と直交する断面(図3・29(b))において、Aso-1・砥川溶岩・Aso-3・Aso-4上面の高まりでの標高と断層の推定位置での標高の差をとり、これらを断層の活動による変位量とみなした。ただし、Aso-3・Aso-4の分布は断層の南側(砥川溶岩の噴出口側)では不明瞭なので、断層北側での上

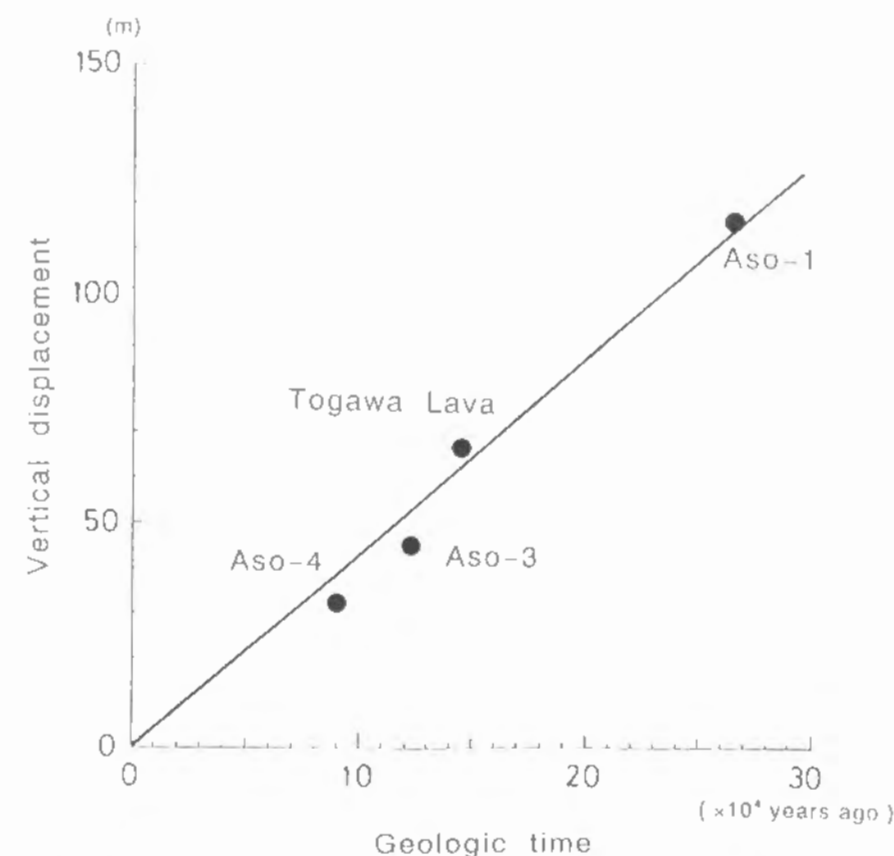


図3・30 各鍵層の地質年代と布田川断層に直交する断面での各層上面の垂直変位量(図3・29(b)で印を付けた2つの位置での標高差)との関係

面の標高を採用した。各鍵層の地質年代と変位量との関係を表すと図3・30のようになる。河川による浸食量は変位量に考慮していないが、両者はほぼ線形の関係にあるとみなせる。そこで、原点を通る直線に当てはめると約45cm/1000年の変位速度が得られる。すなわち、布田川断層は松田(1975)の分類においてB級の活断層であると推定される。

3・7・6 地下水資源量の算定

熊本平野下における各鍵層の代表的な間隙率が既知であれば、鍵層の構造モデルに基づいて地下水資源量が評価できるようになる。本研究では図3・14の浅層地下水面からAso-1上面までの各地層の体積に、それらの推定間隙率を乗じることでこの評価を試みる。ただし水理的基盤とみなすAso-1の分布域は平野東部に限られているので、砥川溶岩の分布域のみを計算の対象とする。

この範囲内での各鍵層の分布体積、平均層厚、および水田ほか(1990)を参照して仮定した間隙率を表3・9に示す。これらの数値から砥川溶岩の分布域での地下水量は $1.2 \times 10^9 \text{ m}^3$ 、すなわち12億tonと算定された。熊本県・熊本市(1986)によれば、熊本地域における1983年度の地下水涵養量が $8.43 \times 10^8 \text{ m}^3$ であるのに対し、揚水量を

表3・9 各地層の分布体積, 平均層厚, および仮定した間隙率

Water bearing strata (Upper and Lower levels of strata)	Volume distribution ($\times 10^8 \text{ m}^3$)	Average thickness ($\times 10^4 \text{ m}$)	Supposed porosity (%)
Ground-water level - Upper face of Aso-4	0.82	19.8	30
Upper face of Aso-4 - Upper face of Aso-3	0.53	11.8	25
Upper face of Aso-3 - Upper face of Aso-2	0.75	15.2	20
Upper face of Aso-2 - Upper face of Togawa lava	0.08	1.8	15
Upper face of Togawa lava - Lower face of Togawa Lava	1.98	41.0	15
Lower face of Togawa lava - Upper face of Aso-1	3.99	59.2	10

含めた地下水流出量の合計が $8.44 \times 10^8 \text{ m}^3$ で, $1.0 \times 10^8 \text{ m}^3$ ほど流出する量が多いと報告されている。このような水収支の現状から, 上記の評価値は地下水資源に関する重要な情報であるといえる。また, 各地層が持つ水量を分布面積で割った値については, 砥川溶岩の 610 ton/m^2 がもっとも大きく, この地層は熊本地域の「水瓶」であることが確かめられる。

3・8 N値に基づく地盤の工学的特徴の抽出結果と考察

3・8・1 N値と速度検層データを用いた東京湾岸域の解析結果

東京湾岸域のデータベースには, N値とともに速度検層の結果を収めている。当地域のボーリングデータをもとに, 地表面から深度30mまでのN値を3・5・1の手法に基づいて深度間隔1mでのN値に変換し, グループ分けを行った。分類ではグループ数の設定が問題となるが, その目安として次式のパラメータFを定義した。

$$F = \frac{\sum_{h=1}^k \sum_{r=1}^{n_h} \sum_{i=1}^p (x_{ri}^{(h)} - \bar{x}_i^{(h)})^2}{\frac{1}{kC^2} \sum_{l=1}^{k-1} \sum_{m=l+1}^k \sum_{i=1}^p (\bar{x}_i^{(l)} - \bar{x}_i^{(m)})^2} \quad (3 \cdot 43)$$

ただし, k はグループ数, p は属性の数(対象となる深度を表し, 本解析では $p=30$), n_h はグループ h ($1 \leq h \leq k$)に含まれるボーリング数, $x_{ri}^{(h)}$ ($1 \leq r \leq n_h$)は h 番めのグループに属するボーリングで深度 i ($1 \leq i \leq p$)におけるN値データ, $\bar{x}_i^{(h)}$ は $x_{ri}^{(h)}$ の平均値を表す。すなわち, 上式の分母はグループ間の重心距離の平均を, 分子はグループ h 内のデータの重心に対する分散を意味する。分類の精度は同一グループ内で

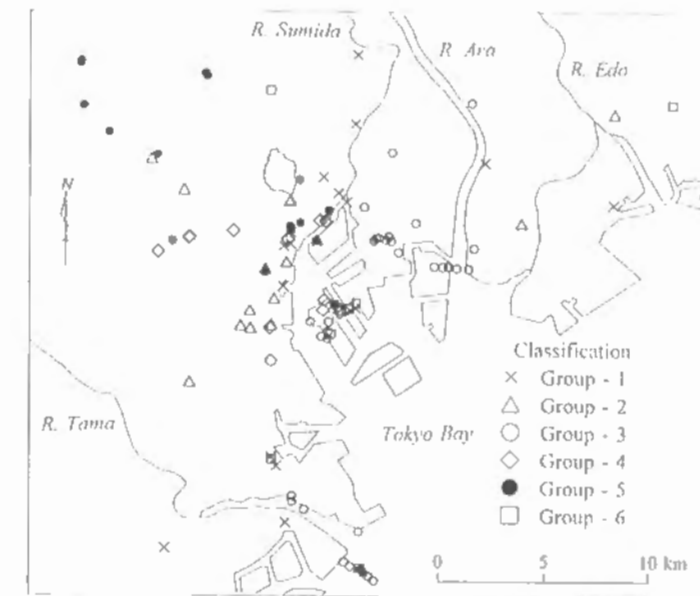


図3・31 深度30mまでのN値の垂直的变化に基づいたクラスター分析の結果(東京湾岸域)

のデータにまとまりがあり, グループ間の差が顕著であるほど良いので, F の値が低くなる場合の k が適切なグループ数であるといえる。

この規準の適用によってグループ数を6と定め, クラスター分析した結果を図3・31に示す。図より, 同じグループ番号のデータ同士は近くに分布するという「まとまり」が見出され, 地盤構造の地域性が把握できる。すなわち, グループ1のデータは隅田川の流域に, グループ2は台地(武蔵野台地)と低地帯との境界付近に, グループ3は後氷期の海進に伴う軟弱な粘土層が厚い沿岸部に, またグループ5は標高が高く, 深度10~15m付近でN値が急増する台地部に主に位置している。

一方, クラスター分析にS波速度(V_s)を用いても図3・31と同様の結果が得られた。これは各グループ内において, V_s とN値との間に相関性があることを示唆している。そこで, 対数に変換したこれら2つの物理量間の相関係数を求めると, データ全体では0.81であり, 各グループごとの値は表3・10に示すようになる。深度30m

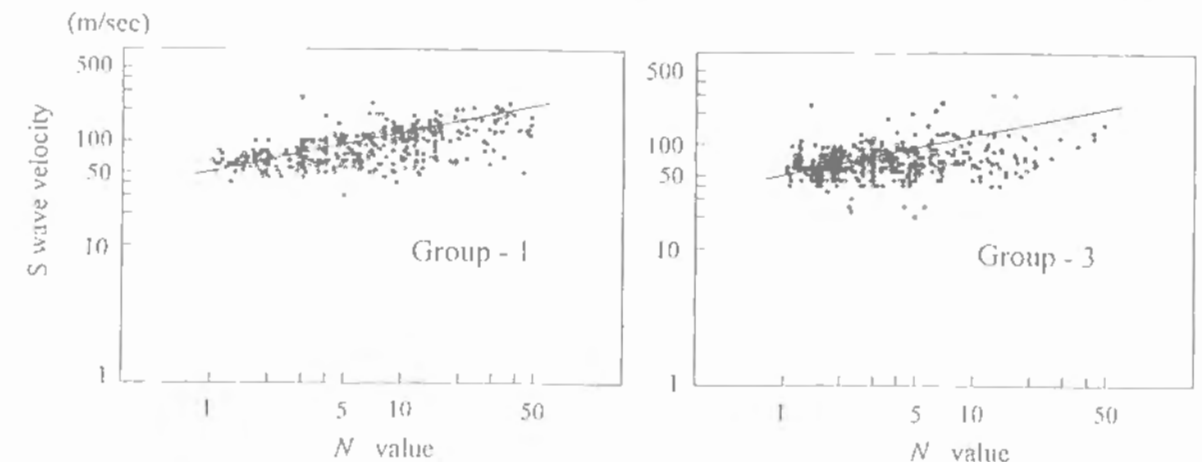


図3・32 グループ1と3(図3・31)におけるN値とS波速度との関係

表3・10 各地質、各グループにおける N 値と S 波速度との相関、および最小2乗法に基づく統計実験式（東京湾岸域、 H はデータ深度を表す）

Category	Number of data	Correlation coefficient between N value and V_s	Empirical equation of V_s with N value and data depth
Clay	311	0.79	$V_s = 101.8 N^{0.296} H^{0.073}$
Silt	989	0.85	$V_s = 89.5 N^{0.248} H^{0.119}$
Sand	890	0.83	$V_s = 59.2 N^{0.291} H^{0.232}$
Gravel	228	0.61	$V_s = 68.3 N^{0.252} H^{0.321}$
Group 1	469	0.74	$V_s = 85.0 N^{0.279} H^{0.133}$
Group 2	400	0.81	$V_s = 98.9 N^{0.269} H^{0.135}$
Group 3	727	0.45	$V_s = 91.7 N^{0.133} H^{0.107}$
Group 4	378	0.79	$V_s = 106.0 N^{0.256} H^{0.089}$
Group 5	476	0.76	$V_s = 86.7 N^{0.286} H^{0.180}$
Group 6	269	0.67	$V_s = 86.7 N^{0.212} H^{0.157}$

まで N 値5以下の粘土層が卓越し、相関係数が0.45と低いグループ3以外は0.67~0.81と比較的高い相関が得られている。これから V_s と N 値の間に関係式を設定することの意義が確かめられる。グループ1と3を例にとり、両者の関係を図3・32に表す。

次に、各グループに属するデータに基づき、最小2乗法によって N 値とデータの深度 H から V_s を推定する式（統計実験式）を求めた。その結果は表3・10のようにまとめられ、各グループごとに統計実験式が異なっているのが明らかである。これより、詳細なサイスミック・マイクロゾーニングを行うには対象全体に1つの実験式を当てはめるのではなく、地盤構造の地域性を考慮する必要があるといえる。比較のため、



図3・33 常時微動計測の実施地点

め、粘土・シルト・砂・砂礫と地質で分類した場合の統計実験式も求めた（表3・10）。これらの式によれば、同一深度で同一の N 値が得られたと仮定した場合、 V_s の差はデータ数が少ない砂礫を除いて約15%程度に収まる。よって、 V_s の推定においては N 値が最も重要な要素となり、地質の相違の影響は小さいと考えられる。

さて、ボーリング地点、もしくはその付近では常時微動の計測が行われており、そ

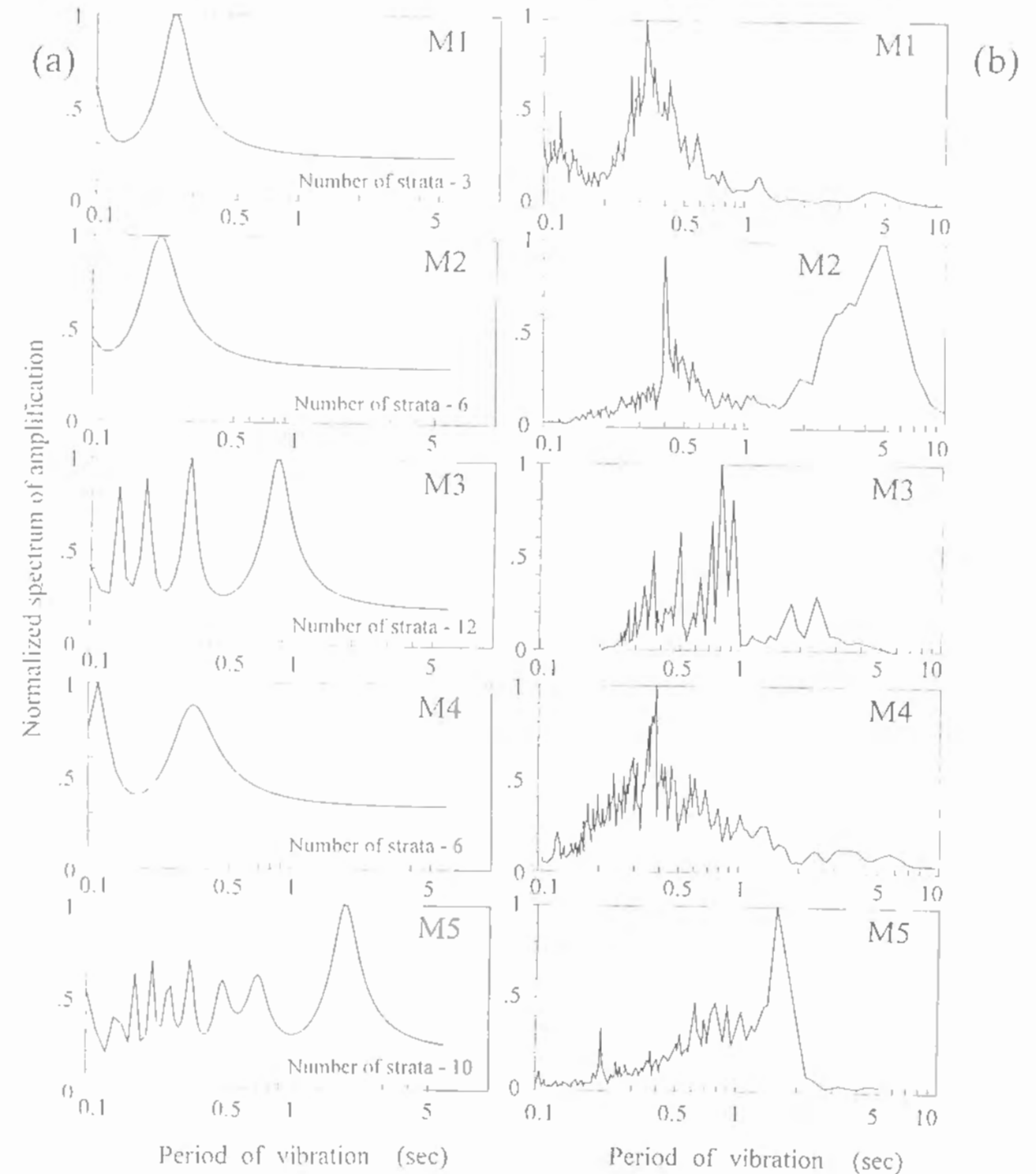


図3・34 (a)各地点における速度検層データと重複反射理論に基づく増幅特性と (b)常時微動計測による水平成分のスペクトルとの比較

これらの位置をM1～M5の記号で表す(図3・33)。前述のN値に基づく分類によれば、各地点はそれぞれグループ5, 6, 1, 4, 3に属する。速度検層データと重複反射理論によって各地点での増幅特性を求めると、各グループごとに異なったパターンが得られた。これらと常時微動計測データのフーリエ変換に基づく水平成分の統計スペクトル*とを図3・34で比較する。実測値と同様に、M1・M2・M4では0.2～0.4秒の間に、M3では0.8～0.9秒の間に、M5では2秒程度に卓越周期が存在する。しかも、M3とM5での増幅特性は他に比べて複雑な形状をしている点も実測値と対応しており、本手法の妥当性が確かめられる。そこで、全ボーリング地点での速度検層データに重複反射理論を適用し、卓越周期の分布を推定した。その結果を図3・35に示すが、グループ1に属するデータが多い河口付近では1秒以上の長い周期が卓越し、逆にグループ2や5に属するデータが多い北西部では0.4秒以下の周期が卓越する安定した地盤であることが明らかである。

さらに、図3・35の各地点において、周囲の卓越周期の値からその地点での値を推定した場合、どの程度の推定幅があるかの評価にファジィコンターリングを適用した。その結果は図3・36のようであり、同様の卓越周期をもったデータが隣接する部分では推定幅が小さいのに対し、データの分布が疎らな部分、もしくは前述のグループ間の境界部付近において推定幅が大きくなっているのがわかる。ゆえに、ファジィコンターリングによっても、地盤構造が変化する部分の特定が可能であるといえる。

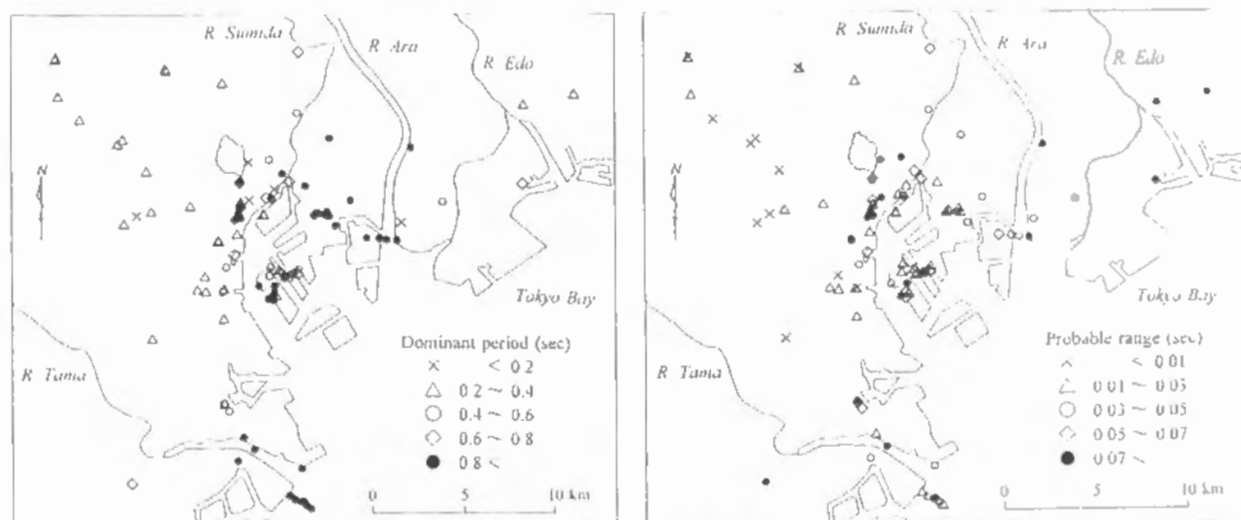


図3・35 速度検層データと重複反射理論に基づく卓越周期の推定分布

図3・36 ファジィコンターリングによる各ボーリング地点での卓越周期の推定幅

* サンプル間隔20msで1024個、すなわち20.48秒のデータ区間を10個選び、それらにフーリエ変換を施し、各周波数ごとにスペクトルの平均値を求める。この振幅スペクトルの最大値を1として正規化したものを統計スペクトルと称する。

3・8・2 N値と微動計測データを用いた熊本平野の解析結果

速度検層の結果とN値の組み合わせによれば地盤の振動特性を詳細に抽出できることが明らかになったが、次に速度検層のデータがない場合の適切なサイスミック・マイクロゾーニング法について、熊本平野を例にとり検討する。

小池ほか(1990d)は熊本平野の広域的な微動特性を把握するために、図3・37に示す18地点において、水平2成分・垂直1成分の常時微動計測を夜間に行った。測点番号①、②、③、④、⑪、⑬、⑭、⑮、⑯は標高10m以下の低地帯に、⑤、⑥、⑦、⑧、⑨、⑩、⑫、⑰、⑱は台地部に位置する。周波数4 Hz以下での水平成分の最大振幅スペクトル値を図3・37に表す。垂直成分の最大振幅スペクトル値は帯状構造を示し、交通量の多い国道に沿って大きいので、垂直成分には地盤構造よりもノイズの影響が強く及んでいる。しかし、水平成分に関しては、概して標高が低い南西部ほど大きな値を示すという特徴がある。また、白川中流域から白川河口にかけての地域に位置する⑧、⑤、④、③、①の水平成分をもとに、統計スペクトルの形状の変化を表すと図3・38のようである。台地部の⑤、⑧では3.5Hz付近に卓越周波数が存在するが、それは有明海に近づくにつれて低周波数側に移行し、白川河口の①では1Hz以下のスペクトルが相対的に顕著になる。これは西側(有明海側)ほど軟弱層が厚くなることに起因すると考えられ、3・7・5に示した鍵層の分布形態と調和するものである。

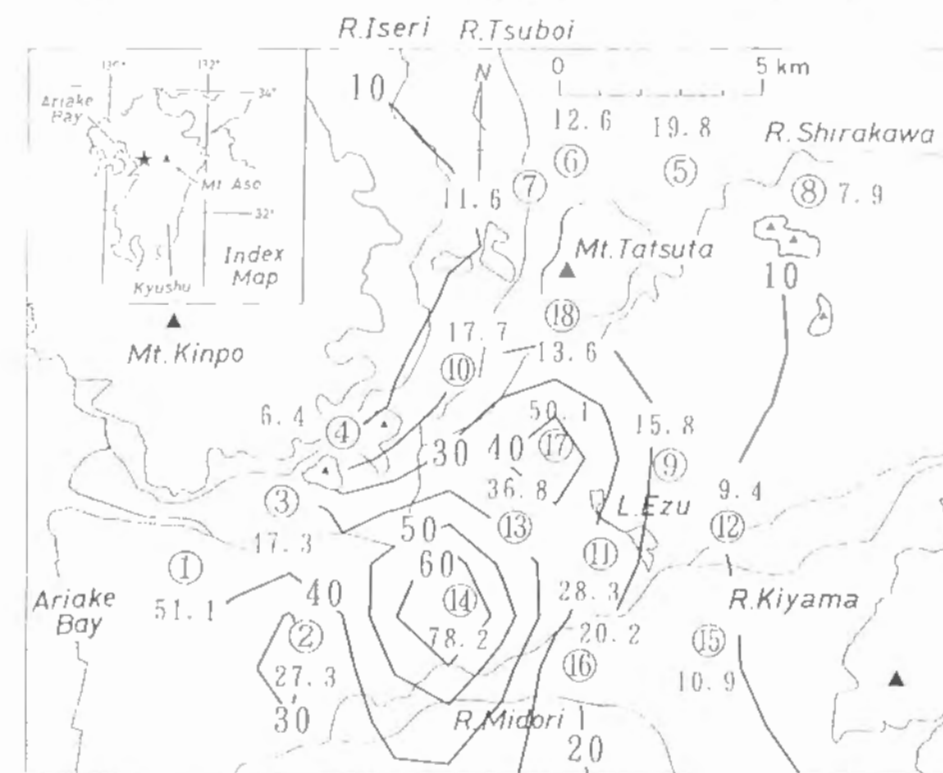


図3・37 周波数4 Hz以下における水平成分の最大振幅スペクトル値の分布(熊本平野、数値の単位は $\times 10^{-6}$ kine)

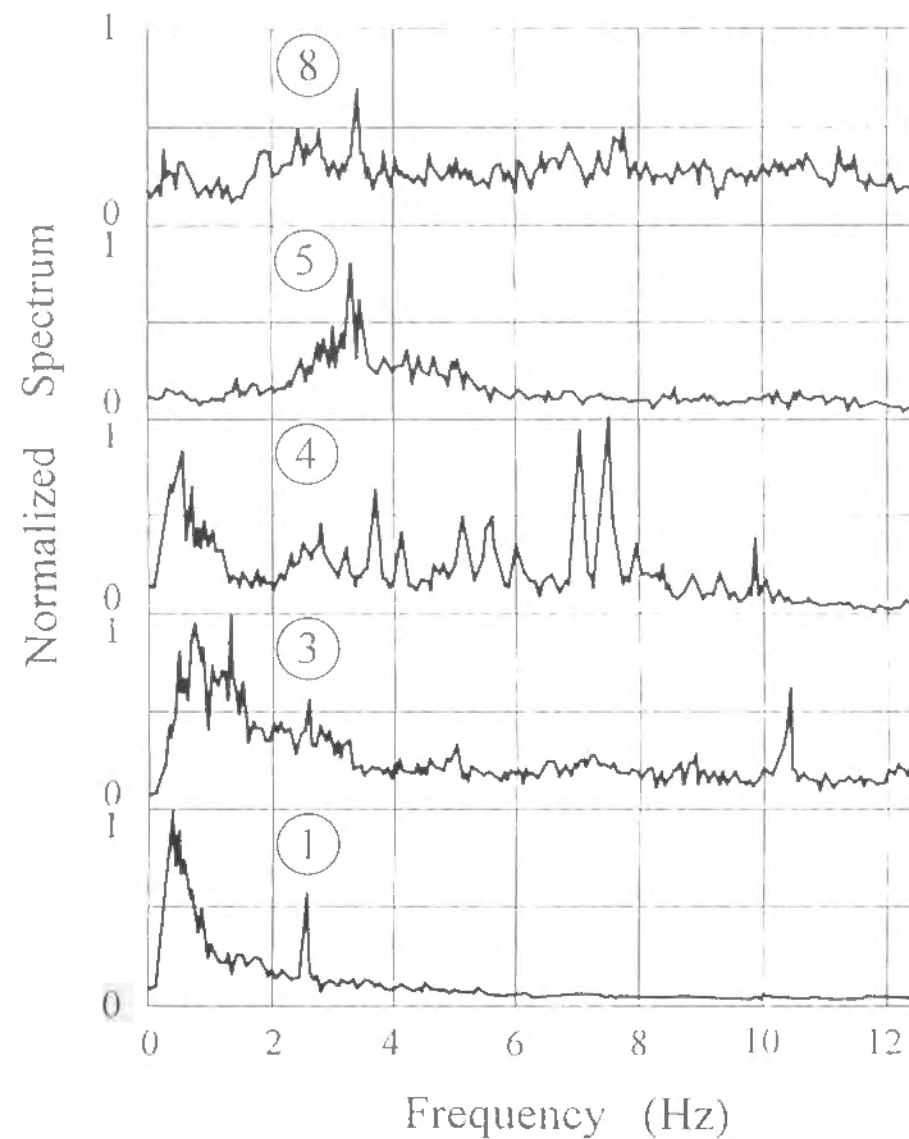


図3・38 台地部から低地帯にかけての統計スペクトルの形状の変化（水平成分）

このような微動の計測結果をもとに、熊本平野における V_s の概略値を求める。測点①、③、⑮、⑰付近には N 値の情報をもったボーリングデータが存在し、これらのデータに3・5・2で述べた手法を適用することで卓越周波数を推定した。それと実測値との比較を表3・11に示すが、両者はほぼ一致していることがわかる。よって式

表3・11 統計実験式と1/4波長則による推定卓越周波数と実測値との比較

Measurement point	①	③	⑮	⑰
Thickness of first layer (m)	52	40	14	21
Average of N values in first layer	2.0	7.6	7.5	14.3
Estimated S wave velocity (m/sec)	109	173	172	215
Estimated dominant frequency(Hz)	0.52	1.08	3.07	2.56
Measured dominant frequency(Hz)	0.59	1.03	3.28	2.64

(3・28)に示した統計実験式を用いれば、熊本平野における V_s の概略値が求まるといえる。

次に、東京湾岸域と同様に熊本平野の地表面下30mまでの N 値に基づいてボーリングデータを分類する。グループ数を6とした分類結果は図3・39に示すとおりであり、ここにも地盤構造の地域性が存在することがわかる。一例として、グループ1、

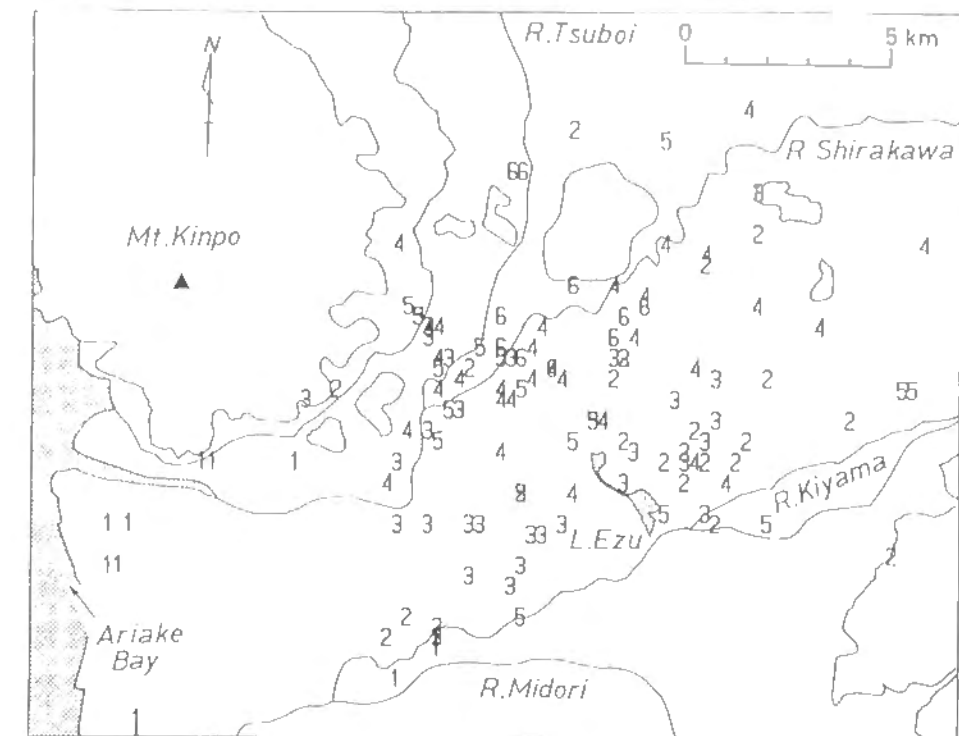


図3・39 深度30mまでの深度1m間隔の N 値に基づくクラスター分析の結果

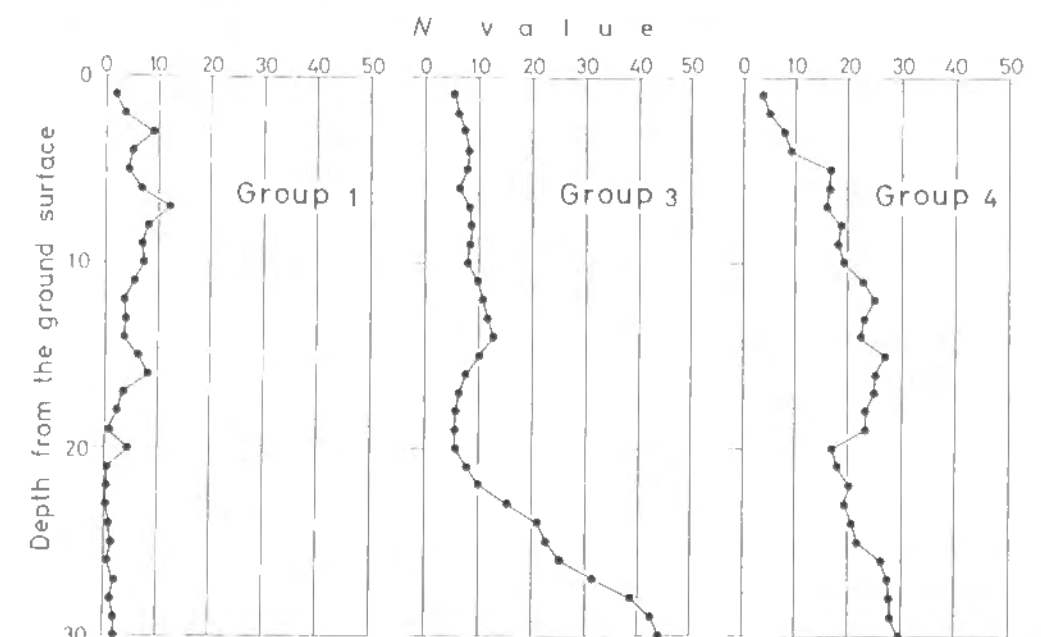


図3・40 各グループにおける深度方向の N 値の変化

3, 4における深度方向の N 値の変化を図3・40に示すが、これより各グループの特徴が明らかになる。なお、図3・40は同一のグループに属するボーリングデータに基づき、同一深度の N 値を平均することで作成した。沿岸部に位置するグループ1では全体的に N 値は小さく、深度15m以深でも N 値は5以下である。主に平野南部に位置するグループ3では、20m以浅は10前後であるが、それ以深になると N 値が急増する。平野中央部以北に位置するグループ4での N 値は、ほぼ一定の20程度と相対的に高い。

グループ1, 2, 4に対しては3・5・1で定義した支持層は設定できないが、それを深度30mとおき、3・5・2の手法によって各グループを代表する卓越周波数を求めた。その結果、グループ1:1.1Hz以下, 2:1.6Hz以下, 3:1.8Hz, 4:2.0Hz以下, 5:2.7Hz, 6:4.2Hzと得られた。卓越周波数の差異は、地震に対しての地盤の振動形態が異なることを意味する。ゆえに、グループの境界部においてライフラインの欠損などが生ずる危険性が指摘される。

3・8・3 想定地震に対する地盤の震度

マグニチュードと震源距離をパラメータとする想定地震に対しての震度の観点から、熊本平野の振動特性の把握を試みる。解析の手法は3・5・3で述べたとおりであり、支持層上部の表層地盤には重複反射理論を適用する。したがって、地質柱状図に基づく各層の密度、 S 波速度の値が必要となるが、データベースに収められた密度情報は少ないので、ここでは堆積年代を考慮せずに粘土・シルト・有機質土:1.8g/cm³, 砂・Aso-4:2.0g/cm³, Aso-3:2.2g/cm³, 砂礫・Aso-2・Aso-1:2.3g/cm³と各地質に一定の値を割り当てた。 S 波速度は各層での平均 N 値から式(3・28)に基づいて推定した。また、深井戸を用いた基盤岩の増幅特性の観測は、熊本平野では行われていないので、基盤内の非減衰速度応答スペクトルは、比較的浅い内陸性の地震に対して定義されたカテゴリーII(表3・7)を用いることにする。

以上の設定のもとに、マグニチュード $M=7.1$ 、震源距離200kmの地震に対する震度を算出した。この地震は1984年8月7日に宮崎県日向灘に発生した日向灘地震($M=7.1$, 震央N32°30'・E132°02', 深さ40km)を想定したサイズミック・マイクロゾーニングであり、熊本地方気象台はこの地震による震度をIVと発表している。 N 値の情報をもつ各ボーリングデータごとに式(3・39)の最大加速度を求めると図3・41のようになり、これを気象庁震度 S に変換した結果が図3・42である。これらの図より、熊本平野は震度に関して3地域に分類されることが明確である。すなわち、震度が3.5以下と相対的に小さい北東部、3.5~4の江津湖周辺部と中央部、および4~4.5の有明海沿岸部である。概略的にみれば、有明粘土層の分布形態(図3・27(a))と震度分布とは調和し、粘土層が厚いほど震度が大きくなる傾向にある。



図3・41 カテゴリーIIの基盤内非減衰速度応答スペクトルに基づく最大加速度分布(マグニチュード7.1, 震源距離200 km)

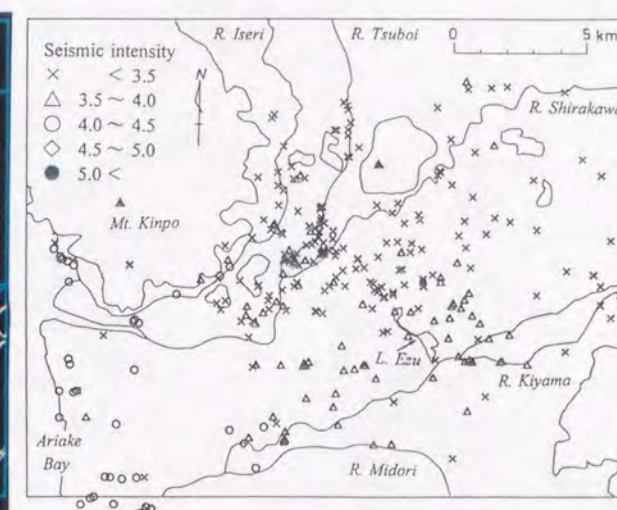


図3・42 カテゴリーIIの基盤内非減衰速度応答スペクトルに基づく推定震度の分布(マグニチュード7.1, 震源距離200 km)

宮崎・久保寺(1987)は日向灘地震時の家屋の揺れに関するアンケート調査を実施し、913枚の調査票に基づいて3次基準メッシュ(東西1200m×南北800m)における平均震度分布を求めている。それをⅢ⁻(2.5≤ S <3.1), Ⅲ⁺(3.1≤ S <3.5), Ⅳ⁻(3.5≤ S <4.1), Ⅳ⁺(4.1≤ S <4.5), Ⅴ⁻(4.5≤ S <5.1)の階級で表した結果が図3・43である。本手法による震度の推定値と図3・43とを比較すると、有明海沿岸部においてはアンケート調査よりも推定値の方が高めであるが、両者は良く似た傾向を示しているといえる。一方、基盤内の非減衰速度応答スペクトルをカテゴリーI(表3・7)に設定すると図3・44のような震度分布となり、アンケート調査よりも震度が1以上大きくなるので、妥当な推定値が得られない。

さて、熊本市の西南には明瞭な活断層である日奈久断層が北北東-南南西方向に走っており、この断層に沿う微小地震が数多く観測されている(九州活構造研究会編, 1989)。日奈久断層上でマグニチュード6の地震が発生したとすると震源距離はおおよそ50kmとみなせる。これに対する熊本平野の震度を、前述と同様の手法で予測した結果を図3・45に示す。江津湖北部の小領域での震度は3.5以下(Ⅲ⁺)で日向灘地震時と変わらないが、他の部分では3.5以上(Ⅳ⁻)の割合が増加し、江津湖周辺で4以上(Ⅳ⁺)の地点も現れるようになる。

以上のように熊本平野に対しては、地盤情報データベースに収められた N 値情報から支持層と S 波速度を設定し、重複反射理論とカテゴリーIIの非減衰速度応答スペクトルを適用すれば、震度を的確に予測することが可能であり、防災上有益な基礎資料が得られるといえる。

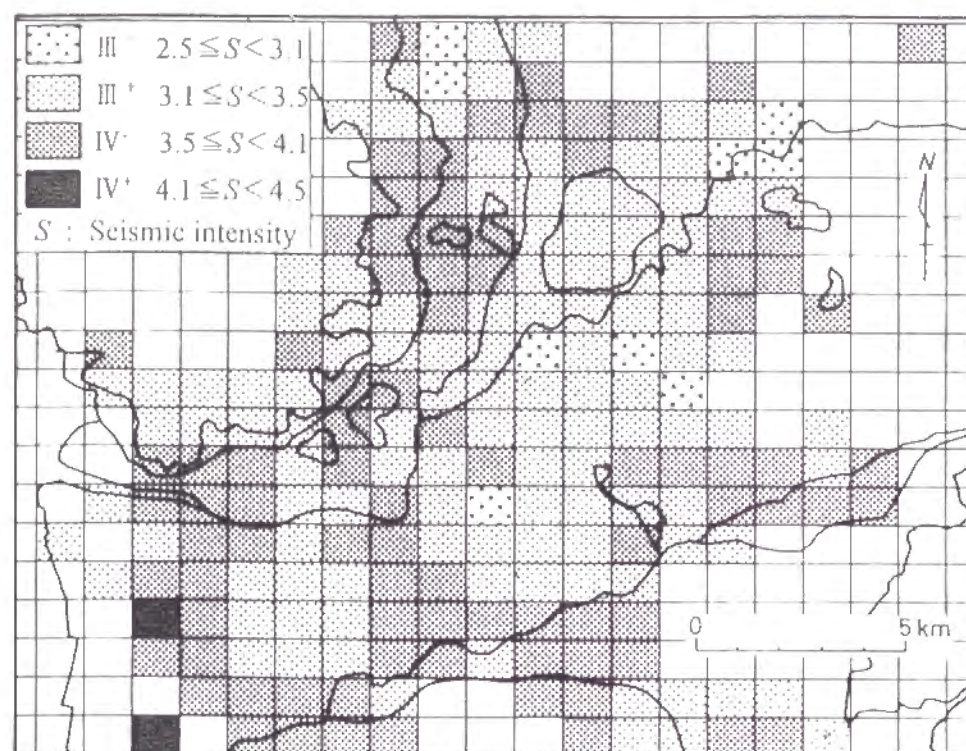


図3・43 アンケート調査に基づく3次基準メッシュ(東西1200×南北800m)における平均震度の分布(宮崎・久保寺(1987)による)

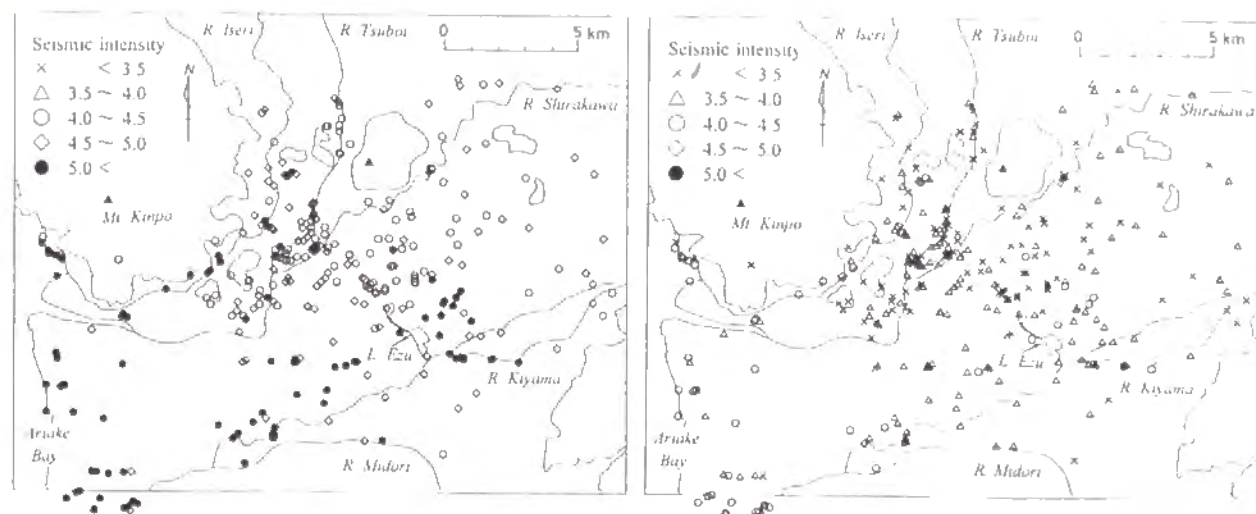


図3・44 カテゴリーⅠの基盤内非減衰速度応答スペクトルに基づく推定震度の分布(マグニチュード7.1, 震源距離200 km)

図3・45 カテゴリーⅡの基盤内非減衰速度応答スペクトルに基づく推定震度の分布(マグニチュード6, 震源距離50 km)

3・8・4 ファジィコンターリングによる N 値の2次元分布の特徴

N 値に基づくボーリングデータの分類結果と地盤の振動特性に地域的なまとまりが存在したが、これらはいずれも N 値の垂直方向の変化パターンから見出された特徴である。次に、同一深度レベルでの N 値の2次元分布に関する地域的特性について検討した。解析ではデータ量が多い地表面下10mと20mの深度を対象とする。各深度での地質をデータベースから検索すると、図3・46(a), 図3・47(a)のようである。いずれの深度でも領域中央部では砂の分布が卓越しているが、阿蘇火砕流堆積物・砥川溶岩の構造によって推測された江津湖から北西方向に延びる構造線を境にして、東部と西部とでは地質分布が大きく異なっている。すなわち、深度20mの西部には縄文海進による有明粘土層、東部には砂が卓越するのに対し、深度10mの西部には河川堆積物、東部には段丘砂礫層が主に分布する。

さらに、各深度で離散的に分布する N 値データをファジィコンターリングによって補間し、推定 N 値とその推定幅の分布を求めた(図3・46(b)(c), 図3・47(b)(c))。その結果から同じ地質であっても N 値やその推定幅が異なっていることがわかり、堆積環境や層相の相違が反映されていると考えられる。概してデータの分布が疎らである部分での推定幅は大きい。それ以外でも推定幅の相対的に大きい部分が、ある程度の連続性をもって分布するという特徴が2つの深度に共通してみられる。深度20mにおける推定幅の大きい部分の1つは、鍵層の構造によって推定された旧河川の位置(図3・27)に対応している。

ボーリングデータの分類結果(図3・39)と N 値の推定幅とを比較すると、同じグループに属するデータが集まる江津湖西部と東部の小領域における推定幅は2以下と小さい。これに対し、推定幅の大きい部分はグループの境界位置とおおよそ対応している。地盤構造の境界部に相当すると考えられる。これを利用すると性質の類似した地盤の面積(地盤構造の最小単位)が推定できるようになる。推定幅の分布図から、構造単位の大きさは5 km四方程度と見積れるが、その妥当性をバリオグラムの観点から検証する。

バリオグラム $\gamma(d)$ の算定には、深度30mまで深度1 m間隔に変換した N 値を用い、同一深度での N 値ごとにデータ間の距離 d に伴う分散の変化を求める。すなわち、 $\gamma(d)$ を次のように定義する。

$$\gamma(d) = E \left\{ \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [N_i^*(x, y) - N_i^*(x^*, y^*)]^2 \right\} / 2$$

$$d = \sqrt{(x^* - x)^2 + (y^* - y)^2}$$

(3・44)

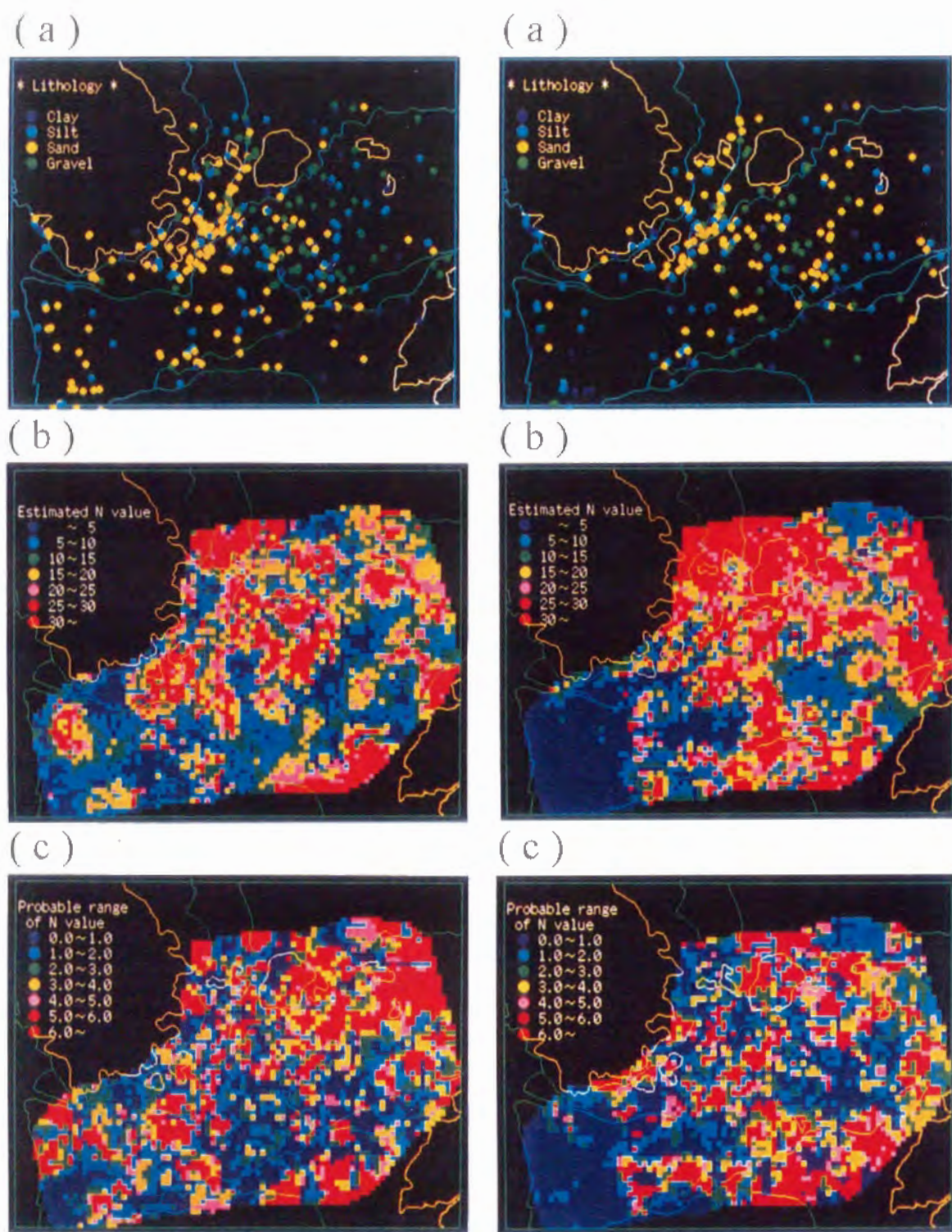


図3・46 深度10mでの(a)地質分布,
(b)ファジィコンターリング
による推定 N 値の分布,
(c)推定幅の分布

図3・47 深度20mでの(a)地質分布,
(b)ファジィコンターリング
による推定 N 値の分布,
(c)推定幅の分布

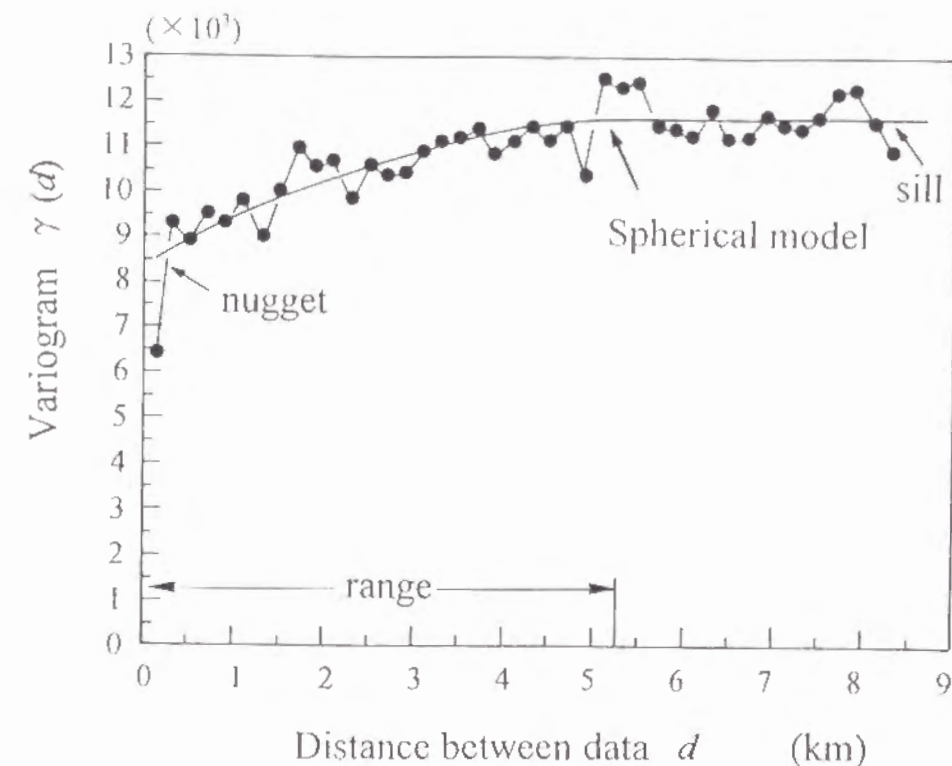


図3・48 深度30mまでの深度1m間隔の N 値に基づくバリオグラム

ただし、 $N_i^*(x^*, y^*)$ は平面座標 (x^*, y^*) における深度 i (m)での N 値、 E は期待値を表す。得られた $\gamma(d)$ を図3・48に示すが、多少の変動を伴うものの $\gamma(d)$ は式(2・11)の球モデルで近似できるといえる。そこで、データ間に相関性がなくなる距離であるレンジを最小2乗法によって求めたところ、5.3kmという値が得られた。これはファジィコンターリングの結果に基づく予測値と調和する。よって、更新世後期から完新世にかけての堆積環境の相違によって、約5km四方の大きさをもった構造単位が形成され、これが熊本平野下浅部の地盤の工学的特性に現れていると考えられる。

3・9 結言

表層地盤の広域的な構造をモデル化するために、既存の多数のボーリングデータにおけるラベル情報、地下水位情報、地質情報、 N 値情報、速度検層情報、および地形情報からなる地盤情報データベースを熊本平野、大阪平野、京都・亀岡盆地、東京湾岸域を対象として構築した。このデータベースから地質分布、地質構造、地下水位分布、および N 値分布に関しての特徴を抽出するために種々の解析手法を開発・検討し、システム化した。本研究で得られた成果を要約すると次のようである。

(1) 層相の変化の解析法として、同一標高における粘性土・砂・砂礫の出現割合を0.

5m間隔で検索するという手法を考案した。これを大阪平野に適用したところ、堆積盆の拡大・縮小のサイクルが確認され、全地球的な気候の変化に基づく海水面変動と層相の変化との対応が明らかになった。東京湾岸域のデータに対する解析結果にも同様の傾向が認められた。さらに、京都・亀岡盆地における砂礫の出現割合の変動は、大阪平野のそれと概ね類似したパターンをもち、同一水系に属する堆積盆の関連性が示唆された。

(2) 地下水位の傾向面解析によれば、浅層地下水の概略的な流れをモデル化できることがわかった。また、降水量と地下水位との関係に多変量回帰モデルを適用し、地下水位の季節変動を予測するとともに、ボーリング調査年での平均水位を推定した。ボーリングデータを調査年に応じて2つのグループに分け、それらの平均水位の分布を比較することで地下水位の低下域が明らかになった。これと2つの時期のランドサットTM画像の分類処理による市街地の拡大域とを重ね合わせたところ、都市環境の変化と地下水位の変化との関連が示唆された。

(3) 熊本平野下に広く分布する沖積粘土層、4枚の火砕流堆積物、および安山岩質溶岩を鍵層とし、それらの上面あるいは下面の標高データを最適化原理によって補間することで地下構造のモデルを構築した。このモデルから旧河川と断層の位置が特定できた。また、溶結度が高く水理的基盤となり得る火砕流堆積物の形状から、熊本平野では浅層・深層地下水ともに同様の流動形態にあり、これらは地質構造に関連していると推定した。各地層の間隙率を仮定することで、地下水資源量の評価も可能となった。

(4) 等深度間隔に変換したN値の垂直的变化の類似性に基づき、ボーリングデータの分類を行ったところ、東京湾岸域・熊本平野ともに同じグループ番号のデータが近くに位置し、これによって対象領域が細分されることがわかった。また、熊本平野において地表面下同一深度でのN値分布の解析にファジィコンターリングを適用したところ、推定幅の分布に地域ごとのまとまりがみられ、その幅の大きい部分がある程度の連続性をもつ傾向が得られた。これを地質工学的特徴からみた地盤の境界部と考えた。さらに、N値から表層部のS波速度構造を推定し、これに重複反射理論を適用することで、マグニチュードと震源距離をパラメータとする想定地震に対しての震度が的確に予測できるようになった。

参 考 文 献

- Akaike, H. (1973) Information theory and an extension of the maximum likelihood principle, *2nd Int. Symp. on Information Theory*, pp. 267~281.
- Apon, W. (1991) A new algorithm for coding geological terminology, *Computers*

& Geosciences, Vol. 17, No. 7, pp. 883~893.

朝日秀定 (1991) 土質名を数量化した土質ボーリング柱状図のスペクトル解析, 情報地質, Vol. 2, No. 4, pp. 341~351.

Goodman, A. (1983) Compare: A FORTRAN IV program for the quantitative comparison of polynomial trend surfaces, *Computers & Geosciences*, Vol. 9, No. 3, pp. 417~454.

Hattori, I. (1976) Lithology and Markov analysis of the paleozoic strata in the Fujibashi area, Gifu prefecture, central Japan, *Jour. Geol. Soc. Japan*, Vol. 82, pp. 19~33.

日野幹雄 (1977) スペクトル解析, 朝倉書店, 296p.

Huzita, K. (1962) Tectonic development of the median zone (Setouti) of south west Japan since Miocene, *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, Vol. 6, pp. 103~144.

藤田和夫 (1983) 日本の山地形成論, 蒼樹書房, 466p. : pp. 233~237.

Ikebe, N., Iwatsu, J. and Takenaka, J. (1970) Quaternary geology of Osaka with special reference to land subsidence. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, Vol. 13, pp. 39~98.

幾志新吉 (1982) 震害予測のための土質柱状図データベースの利用手法, 土質工学会論文報告集, Vol. 22, No. 3, pp. 152~160.

今井常雄・麓 秀夫・横田耕一郎 (1975) 日本の地盤における弾性波速度と力学的性質, 第4回日本地震工学シンポジウム論文集, pp. 89~96

石田志朗 (1970) 大阪層群—淡水・内海成互層の下部洪積統一, 第四紀研究, Vol. 9, pp. 101~112.

石田志朗 (1976) 主要都市及びその周辺部の地盤特性と基礎工法 (1. 西日本編: 4. 近畿地方, 4. 4 京都), 基礎工, Vol. 4, pp. 95~103.

岩崎好規・諏訪靖二・山本浩司 (1990) 地域地盤地質情報に対する地盤工学データベース・システムの開発と構築理念, 情報地質, Vol. 1, No. 1, pp. 103~113.

梶山彦太郎・市原 実 (1972) 大阪平野の発達史—¹⁴C年代データからみた—, 地質学論集, No. 7, pp. 101~112.

風間秀彦・岩崎公俊・堀井克己 (1989) 地盤情報データベースの現状と問題, 土と基礎, Vol. 37, No. 1, pp. 11~16.

小池克明・西山 孝・大見美智人・清水信宏 (1989) 地盤構造解析へのボーリングデータベースの応用, 情報地質, No. 14B, pp. 11~24

小池克明・西山 孝・石田志朗・藤田和夫 (1990a) ボーリングデータベースを用いた大阪・京都・亀岡盆地表層堆積物の層相解析, 第四紀研究, Vol. 29, No. 5, pp. 395~404.

小池克明・清水信宏・大見美智人 (1990b) データベースを用いた地盤構造解析システムの開発とその応用, 情報地質, Vol.1, No.1, pp.75~84.

Koike, K., Ohmi, M. and Kaneko, K. (1990c) Database system of geological information and its application to Engineering Geology, *Proc. Int. Symp. on Advances in Geological Engineering, Beijing, China*, pp.175~184.

小池克明・金子勝比古・大見美智人 (1990d) 熊本平野表層部の地盤構造 (2) - 微動特性に関する基礎的研究, 日本応用地質学会九州支部第7回研究発表会予稿集, pp.20~25.

小池克明・土井英太郎・大見美智人 (1991) 多変量回帰モデルによる地下水位の季節変動の解析, 情報地質, Vol.2, No.3, pp.255~263.

小池克明・土井英太郎・野間卓志・大見美智人 (1994a) 地盤情報データベースを用いた地下水資源の評価, 情報地質, Vol.5, No.1, pp.1~12.

小池克明・土井英太郎・大見美智人 (1994b) *N* 値情報に基づく地盤の工学的特徴の抽出, 情報地質, Vol.5, No.3, pp.129~142.

木下繁夫・御子柴正・星野 努 (1986) 堆積層における短周期 S 波の平均的増幅特性の推定, 地震 第2輯, Vol.39, pp.67~80.

狐崎長琅・後藤典俊・岩崎好規 (1971) 地震探査からみた京都盆地南部の地下構造とこれに関連した地震工学上の若干の問題, 京大防災研年報, No.14, pp.203~215.

熊本県 (1983) 昭和57年版公害白書, 330p. : pp.137~143

熊本県企画開発部 (1983) 熊本の水, 85p. : pp.19~22.

熊本県・熊本市 (1986) 熊本地域地下水調査報告書, 90p.

九州活構造研究会編 (1989) 九州の活構造, 東京大学出版, 554p.

正木和明 (1990) 名古屋地盤の液化化危険度図, 物理探査学会第82回学術講演会論文集, pp.1~4.

松田時彦 (1975) 活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震 第2輯, Vol.28, pp.269~287.

松本幡郎 (1974) 砥川溶岩について, 火山 第2集, Vol.19, pp.19~24.

Miall, A.D. (1973) Markov chain analysis applied to an ancient alluvial plain succession, *Sedimentology*, Vol.20, pp.347~364.

水田敏夫・小畑正明・江上桂子 (1990) 砥川安山岩溶岩中の気泡の形態と分布, 火山 第2集, Vol.35, pp.249~262.

宮崎雅徳・久保寺章 (1987) 熊本市震災対策基礎調査報告書, 熊本市震災対策基礎研究会, 83p. : pp.55~70.

水山高幸・坂口慶治・園田平悟 (1980) 地形分類図, 京都府編「土地分類基本調査・京都西北部」, 65p. : p.11~28.

諸星敏一・幾志新吉 (1988) ボーリング柱状図データベースによるサイスミック・マイクロゾーニング, 地学雑誌, Vol.93, pp.489~503.

中山 洋・古沢 二・久原文規・今泉繁良 (1989) 熊本地域における地質調査資料のデータベース化とその利用, 土と基礎, Vol.37, No.1, pp.59~64.

Ohsaki, Y. (1972) Japanese microzonation method, *Proc. Int. Conf. on Microzonation for Safer Construction*, pp.161~182.

Raper, J.F. and Wainwright, D.E. (1987) The use of the geotechnical database 'Geoshare' for site investigation data management, *Quarterly Journal of Engineering Geology*, Vol.20, pp.221~230.

斉藤林次 (1978) 熊本市およびその周辺の地下地質, 熊本大学教養部紀要 (自然科学編), No.13, pp.39~43.

坂本慶行・石黒真木夫・北川源四郎 (1983) 情報科学講座 A・5・4 情報量統計学, 共立出版, 236p. : pp.142~146.

松本則夫・高橋 誠・北川源四郎 (1989) 地震にともなう地下水位変動の定量的な検出法の開発 - 多変量線形回帰モデルの地下水位時系列への適用 -, 地質調査所月報, Vol.40, pp.613~623.

Savitzky, A. and Golay, M.J.E. (1964) Smoothing and differentiation of data by simplified least squares procedures, *Analytical Chemistry*, Vol.36, pp.1627~1639.

Shackleton, N.J. (1967) Oxygen isotope analyses and paleotemperatures reassessed, *Nature*, Vol.215, pp.15~17.

Shackleton, N.J. and Opdyke, N.D. (1973) Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 and 10^6 year scale, *Quaternary Research*, Vol.3, pp.39~55.

Shackleton, N.J. and Opdyke, N.D. (1976) Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239 late Pliocene to latest Pleistocene, *Geol. Soc. Am. Mem.*, Vol.145, pp.449~464.

清水欣一・黒川睦生 (1974) 京都府亀岡盆地の水理地質について, 陸水学雑誌, Vol.35, pp.82~87.

諏訪靖二・山本嘉一郎・山本浩司・森島和之・荒木繁幸・伊藤信一・小野 諭・藤原重彦 (1987) 地盤情報のデータベース化, 土質工学会関西支部・関西地質調査業協会編「新編大阪地盤図」, 285p., コロナ社 : pp.65~79.

田治米辰雄・望月利男・松田馨余 (1977) 地盤と震害, 横書店, 258p.

徳本洋治 (1991) 熊本平野の重力異常による活構造解析, 平成2年度卒業論文 (熊本

大学理学部地学教室), 45p.

東京都土木技術研究所(1977) 東京都総合地盤図1, 東京都の地質(1), 技報堂出版.

山本嘉一郎(1973) 電算機によるTrend Surface Analysisとその使用例, 地質学雑誌, Vol.79, pp.349~362.

Yamamoto, K. and Nakagawa, Y. (1974) Time trend analysis of the Plio-Pleistocene sequence in the central part of Kinki district, Japan, *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Geol. Mineral.*, Vol.40, pp.45~65.

山本嘉一郎・中平明憲(1984) 数理的手法による地質構造解析, 月刊地球, Vol.6, pp.299~305.

横山卓雄(1985) 琵琶湖堆積物からみた古環境, 月刊地球, Vol.7, pp.328~332.

横山卓雄(1989) 大阪府泉佐野市沖の海底ボーリング・コアの残留磁気測定および火山灰分析結果から知られる更新統の層序と年代, 地質学雑誌, Vol.95, pp.277~295.

渡辺一徳・小野晃司(1969) 阿蘇カルデラ西側, 大峰付近の地質, 地質学雑誌, Vol.75, pp.365~374.

渡辺一徳(1984) 熊本県阿蘇カルデラ西方地域の活断層群とその意義, 熊本大学教育学部紀要(自然科学), Vol.33, pp.35~47.

第4章 放射能探査データの傾向面解析による 潜在断層の抽出

4・1 研究の目的

これまでの多くの研究成果から浅熱水性鉱脈鉱床や温泉の分布は断裂系と密接に関連していることが明らかにされている。それゆえ、地熱・鉱物資源の探査において断裂系の詳細な解明が重要となる。断裂系の調査には種々の物理探査法が適用されるが、その中でも放射性核種から放出された放射線の強度を測定する放射能探査は比較的簡便・安価な手法であり、断層の位置や形態の把握に広く利用されている。

放射能探査は測定の対象とする放射線の種類によって、 α 線探査と γ 線探査とに分けられる。前者は放射性核種の中で唯一のガス体であり、地下から地表に移動・拡散するラドンの壊変時の α 線を捉え、一般にラドン探査と呼ばれる。特に、活断層近傍での土壤中、あるいは地下水中のラドン濃度が相対的に高い現象、および地震の発生の前後に震源周辺地域のラドン濃度が変化する現象(Hatuda, 1983; King, 1978)が古くから知られている。それゆえ、断層の存在位置とラドン濃度との対応関係(Israel and Björnsson, 1966; 山口ほか, 1984; 加藤, 1984; 杉山ほか, 1986)、および活断層上でのラドン濃度と地震活動との関係(加藤ほか, 1980; 山内・下, 1982; 宇井・林, 1983; 加藤ほか, 1986)に関する研究がなされてきた。また、表層地盤におけるラドンガスの挙動は、Hatsuda (1954), Okabe (1956), Mogro-Campero and Fleischer (1977)をはじめとして理論的に検討されており、Kristiansson and Malmqvist (1982)は深度方向に100m以上ラドンが移動する可能性について報告している。一方、 γ 線探査はラドンの娘核種から放出される γ 線を捉える手法であり、最近では木村ほか(1990)、今泉ほか(1992)、吉村(1992)などが断層調査への適用を報告している。

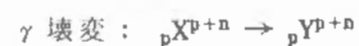
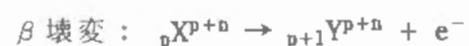
2つの放射能探査はともに地盤からの放射線強度を離散的に測定する。しかし、重力探査や電気・磁気探査などと異なり、本探査法においては測定データの母体となるポテンシャル場を推定するための手法が確立されていない。これまでは断層の存在が明瞭である地形が対象となり、それと直交する方向に測線が設定され、断層の推定位置と放射線強度との対応が主に議論されてきたにすぎない。したがって、平坦地を対象とし、そこでの放射線強度分布から被覆層下に潜在する断層の位置・方向を推測した試みは少なく、そのための適切な手法も明らかでない。また、同一地点におけるラドン濃度と γ 線強度との関係も検討されていない。

そこで、本研究では、ラドン濃度と γ 線強度に影響を及ぼす2, 3の要因について考察するとともに、地下の断裂系調査法としていずれが有効であるかを検討した。次に特定の方向に分布しているように見える熊本県北部の温泉群を対象とし、各温泉地区で2次元分布の測点を設定することで広域的な放射能探査を行った。これらの測定データから地下に潜在する断層の抽出を目的に、数理地質学的手法の応用によって放射線強度の異常値と方向性を明らかにする。さらに、周辺の山地に対する人工衛星画像からはリニアメントの分布を、対象地区のボーリングデータからは地表面下の地質構造を抽出するための手法についても検討し、これらと放射能探査の結果から推測される地下構造との比較によって、本解析手法の有効性を検証する。

4・2 放射性核種の壊変とその測定法

4・2・1 放射性壊変

自然界には放射能をもつ核種が40種類以上存在し、これらは α , β , γ の3種類の放射性壊変によって、エネルギー的に安定な核種に移る現象を示す。 α 壊変では α 粒子(He の原子核)が放出されるので、核種の原子番号は2, 質量数は4減少する。 β 壊変では陽電子が放出され、核種の原子番号だけが1増加する。 γ 壊変では γ 線が放出されるが、原子番号と質量数は変化しない。これらをまとめると、各壊変における核種 X とその娘核種 Y との関係は以下に表される。



α 粒子の質量は相対的に大きいので透過力は最も弱く、紙一枚で遮られるのに対し、 γ 線を遮るには数インチの鉛が必要である。

放射性壊変の基本法則は、核種の壊変する速さが同位体の種類ごとに一定で、温度や圧力などの外的条件に左右されないということである。すなわち、

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N \quad (4 \cdot 1)$$

ここで、 N は時刻 t における原子数、 λ は壊変定数であり、半減期 T と

$$T = \log_e 2 / \lambda \quad (4 \cdot 2)$$

の関係にある。 $t=0$ のとき $N=N_0$ とすると、 $N=N_0 \exp(-\lambda t)$ であり、測定時間 t 当りに壊変する原子数 ΔN は

$$\Delta N = N_0 \{1 - \exp(-\lambda t)\} \quad (4 \cdot 3)$$

と求まる。 $\exp(-\lambda t)$ は

$$\exp(-\lambda t) = 1 - \lambda t + (-\lambda t)^2 + (-\lambda t)^3 + \dots$$

と展開されるので、もし半減期が測定時間 t に比べて十分長い場合は、 $\exp(-\lambda t) = 1 - \lambda t$ と近似でき、

$$\Delta N = \lambda N_0 t \quad (4 \cdot 4)$$

となる。すなわち、単位時間当りに壊変する原子数は一定である。

さて、自然界の放射性核種の多くは、 ^{238}U , ^{232}Th , ^{235}U をそれぞれ親元素とするウラン系列、トリウム系列、アクチニウム系列の3つの壊変系列の中で生ずる。壊変系列中の核種の生成順序を $A_1 \rightarrow \dots \rightarrow A_{i-1} \rightarrow A_i \rightarrow \dots \rightarrow A_n$ と表すと、 A_{i-1} の壊変による A_i の原子数の増加と A_i の壊変による減少とが等しい状態を放射平衡と呼ぶ。さらに、 A_i の原子数、壊変定数、半減期をそれぞれ N_i , λ_i , T_i とし、系列の全ての壊変過程について平衡関係にある状態は次式で表される。

$$\frac{dN_i}{dt} = \lambda_{i-1}N_{i-1} - \lambda_i N_i = 0 \quad (i=2, \dots, n) \quad (4 \cdot 5)$$

したがって、

$$\frac{N_1}{T_1} = \dots = \frac{N_i}{T_i} = \dots = \frac{N_n}{T_n} \quad (4 \cdot 6)$$

が成り立ち、各核種の壊変数と半減期の比は一定である。

4・2・2 ラドン濃度の測定法

ラドン(Rn)はウラン、トリウム、アクチニウム系列における放射性壊変の過程

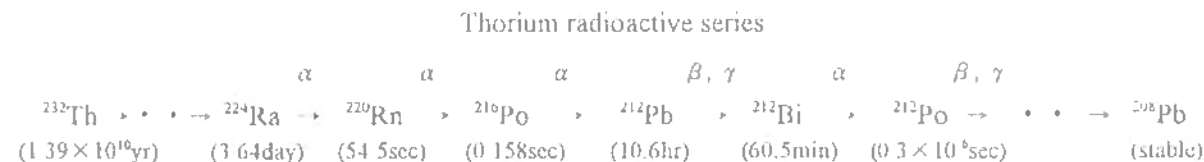
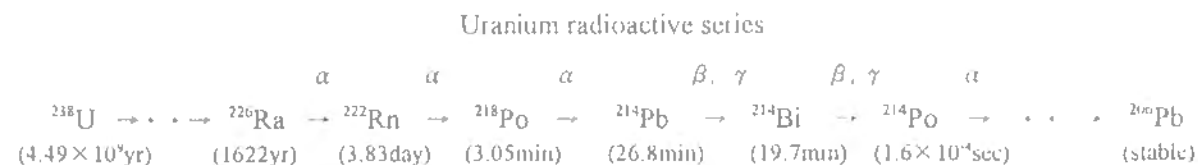


図4・1 ウラン系列とトリウム系列における放射性核種の推移と壊変の種類

で生ずる不活性のガス体である。しかし、地球始源時（46億年前）での ${}^{238}\text{U}$ の原子数とウラン系列で現存する原子数との比99.27%，同様に ${}^{232}\text{Th}$ の比100%に比べて、 ${}^{235}\text{U}$ の比は0.72%と極端に低いために、実際にはウラン系列の ${}^{222}\text{Rn}$ とトリウム系列の ${}^{220}\text{Rn}$ の同位体が測定の対象となる。 ${}^{222}\text{Rn}$ の半減期は $3.30 \times 10^5 \text{sec}$ であるのに対し、 ${}^{220}\text{Rn}$ の半減期は $5.45 \times 10^1 \text{sec}$ と短く、約1/6,000である。各核種の壊変定数は $2.10 \times 10^{-6} \text{sec}^{-1}$ 、 $1.27 \times 10^{-2} \text{sec}^{-1}$ で、これらは α 壊変によって娘核種のPo（ポロニウム）に変わる（図4・1）。

ラドン濃度の測定法には α トラック法、 α シンチレーションカウンター法、イオン化チャンバー法、液体シンチレーションカウンター法の4種類がある。その中でも α シンチレーションカウンター法は簡便であり、短時間で測定が終了するので、本研究はこの測定法に従った。

測定に用いたRD-200型ラドン計（株EDA）には光電子増倍管、およびZnS(Ag)でコーティングされた $\phi 5.3 \text{cm} \times 7.3 \text{cm}$ の円筒状のセルが収納されている。セル内に土壌ガスを吸入し、ガス中のラドンが壊変する際に放出する α 粒子数をカウントする。図4・2に測定装置の概略図を示す。

測定方法は、まずバックグラウンド値を把握するために大気を吸入し、1分間当りの α 粒子数（cpm）を連続して3回測定す

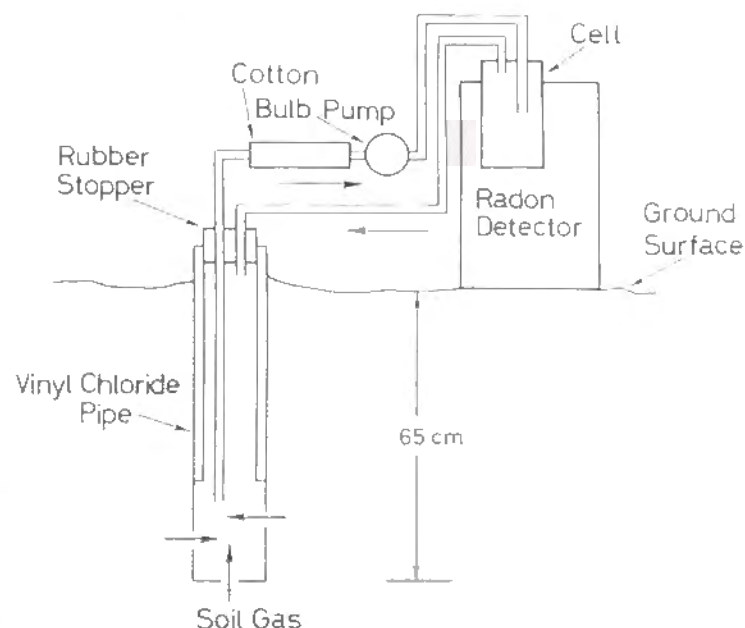


図4・2 ラドン濃度測定装置の概略図

る。次に表土中に $\phi 3 \text{cm} \times 65 \text{cm}$ の孔をあけて土壌ガスを採取し、その α 粒子数の測定をバックグラウンド値と同じ要領を行う。1地点に対する測定の終了後、直ちにガスを排気する。バックグラウンド値が大きい場合には、前測点でのラドンやその α 放射性娘核種がセル内に残留しているので、セルを交換する。

以上の操作により得られた0～1分、1～2分、2～3分の各1分間当りのバックグラウンド値、土壌ガスに対する測定値をそれぞれ (B_1, T_1) 、 (B_2, T_2) 、 (B_3, T_3) と表す。測定値は、それから各時間に対応するバックグラウンド値を差し引くことで補正した。すなわち、補正值を C_1 、 C_2 、 C_3 で表すと、 $C_1 = T_1 - B_1$ 、 $C_2 = T_2 - B_2$ 、 $C_3 = T_3 - B_3$ である。 C_1 、 C_2 、 C_3 は ${}^{222}\text{Rn}$ とその娘核種である ${}^{218}\text{Po}$ 、および ${}^{220}\text{Rn}$ と ${}^{216}\text{Po}$ の4核種の壊変による α 粒子数を表す。 ${}^{222}\text{Rn}$ の半減期は測定時間に比べて充分長いので、式（4・4）に示すように単位時間当りに壊変する原子数は一定である。 C_1 、 C_2 、 C_3 の中で ${}^{222}\text{Rn}$ と ${}^{220}\text{Rn}$ の壊変による α 粒子数をそれぞれ $\Delta {}^{222}\text{Rn}$ 、 $\Delta {}^{220}\text{Rn}$ と表すと、式（4・3）と半減期の相違に基づき、それらは次式によって表される。

$$\Delta {}^{222}\text{Rn} = 0.868C_3 + 0.317C_2 - 0.339C_1$$

$$\Delta {}^{220}\text{Rn} = (C_1 + C_2 + C_3) - \Delta {}^{222}\text{Rn}$$

（4・7）

なお、 $\Delta {}^{222}\text{Rn}$ が負になる場合はそれを0とおく。 $C_1 + C_2 + C_3$ をトータルカウントと呼び、以下では T_c の記号で表す。ここで、一般に $\Delta {}^{220}\text{Rn}$ の値の方が $\Delta {}^{222}\text{Rn}$ よりも大きいので、 ${}^{222}\text{Rn}$ よりも ${}^{220}\text{Rn}$ の濃度が高いように見える。しかし、壊変定数が ${}^{222}\text{Rn}$ と ${}^{220}\text{Rn}$ とは大きく異なることに注意を要し、仮に $\Delta {}^{222}\text{Rn} = \Delta {}^{220}\text{Rn}$ とすると、式（4・3）より測定点での ${}^{222}\text{Rn}$ の原子数は ${}^{220}\text{Rn}$ の約2400倍になる。

4・2・3 γ 線とその強度の測定法

γ 線探査で測定の対象となるのは、半減期に基づく放射平衡の条件や放射エネルギー強度の関係から ${}^{222}\text{Rn}$ の娘核種である ${}^{214}\text{Bi}$ 、 ${}^{220}\text{Rn}$ の娘核種である ${}^{208}\text{Tl}$ 、および壊変系列には属さないが自然界に多く存在する ${}^{40}\text{K}$ である。ウラン系列とトリウム系列で放射平衡が成立していれば、式（4・6）に示すように ${}^{214}\text{Bi}$ と ${}^{222}\text{Rn}$ 、および ${}^{208}\text{Tl}$ と ${}^{220}\text{Rn}$ の原子数はそれぞれ比例関係にある。 ${}^{214}\text{Bi}$ と ${}^{208}\text{Tl}$ から放出される γ 線は図4・3に示すように多くのエネルギー値をもつが、

- ・エネルギーが大きく透過力がある。
- ・相対強度が大きい。
- ・他の γ 線の寄与が小さく、弁別しやすい。

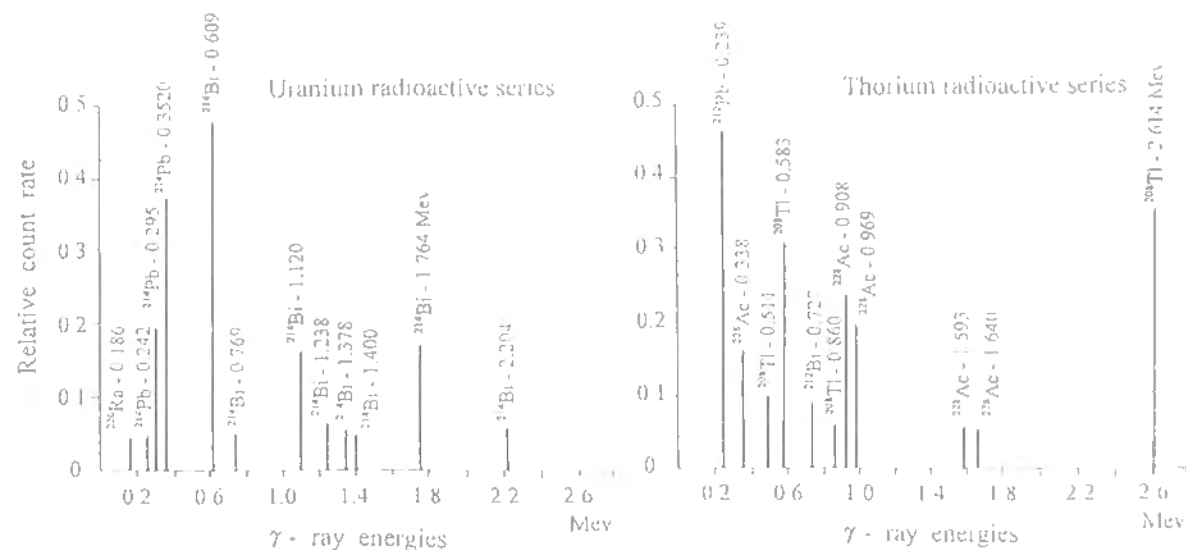


図4・3 放射平衡にあるウラン系列とトリウム系列の主な γ 線と相対強度(Bristow (1983)に基づく)

という条件を満たすエネルギー値として、 ^{214}Bi では1.76MeV、 ^{208}Tl では2.61MeVが選ばれる(中井, 1985)。 ^{40}K に対しては1.46MeVである。

γ 線測定には、GRS-500型 γ 線スペクトルメータ/シンチロメータ(株EIDA)を用いた。この装置はシンチレータとして2.5インチ立方のNaIの結晶を用いており、測定する γ 線のエネルギー範囲(Window)が設定されている。すなわち、1.35~1.59MeV、1.65~1.87MeV、2.45~2.7MeVの3つのWindowをもち、それらはK、Bi、Tlのエネルギーに相当する。これによって各核種の相対的な濃度が把握できるようになる。

測定方法としてはK、Bi、TlのそれぞれのWindowにおけるカウント数を100秒間測定し、これをラドン濃度の単位と合わせるために、1分間当りのカウント(cpm)に換算する。以下、K、Bi、Tlの壊変数をそれぞれ ΔK 、 ΔBi 、 ΔTl と表す。

さて、 γ 線の透過力は α 線と比べて十分強く、宇宙線や構造物からの γ 線が測定データに含まれていることが予想される。これを環境 γ 線と呼ぶ。環境 γ 線は γ 線探査においてはノイズ成分とみなされるものであり、その大きさの程度を見積るために、3階建ての構造物(高さ約10m)の屋上で測定器の向きと γ 線強度との関係を調べた。その結果を図4・4に示す。図より測定器を床面に向けていない状態でも、K、Bi、Tlからの γ 線が多く観測されるのがわかる。特にコンクリート構造物からの影響を受けやすい向きほど γ 線強度は高まり、下向きの ΔBi ・ ΔTl は上向きの1.5倍以上の値をとる。また、主に宇宙線に起因すると考えられる上向きでも図に示すような値をもつので、 γ 線探査では環境 γ 線に対する配慮が必要である。しかし、これまでの研

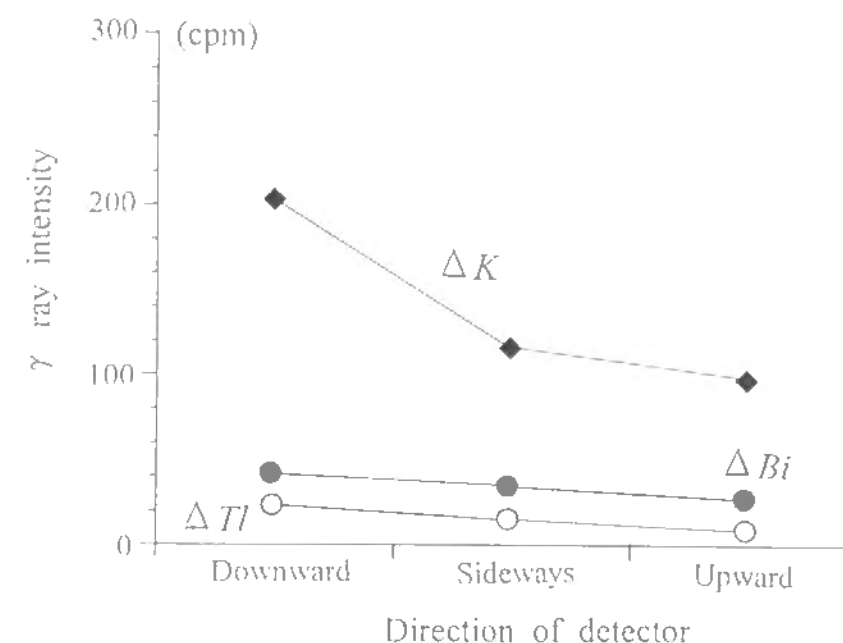


図4・4 測定器の向きと、 ^{40}K 、 ^{214}Bi 、 ^{208}Tl からの γ 線強度(ΔK 、 ΔBi 、 ΔTl)との関係

究では測定値のすべてが地表面下の物質に起因するとみなし、その大小を議論している点が適切でない。

そこで、本研究では写真4・1に示すように装置全体を厚さ3cmの鉛板で覆うことを試みた。その結果、いずれの向きでも γ 線強度は半分以下となり、特に上向きでの ΔBi 、 ΔK は鉛で覆わない場合の18%、28%の値を示し、減少率が多い。よって、環境 γ 線の影響が軽減でき、測定器直下の地盤がもつ γ 線強度を適切に評価できると考えられる。

4・2・4 ラドン濃度と γ 線強度の日変化

放射性核種の壊変は統計的な現象である。写真4・1 マサの体積と γ 線強度との関係に対する実験装置
放射線強度は時間的に不変であるが、個々の原子核の壊変は互いに独立であるので、放射線は不規則な時間間隔で放射される。したがって、同一地点における放射線強度を一定の時間で測定しても、時刻によって値が異なる。その値の変動幅(ゆらぎ)が大きければ、各測点に対する平均値は一定で、



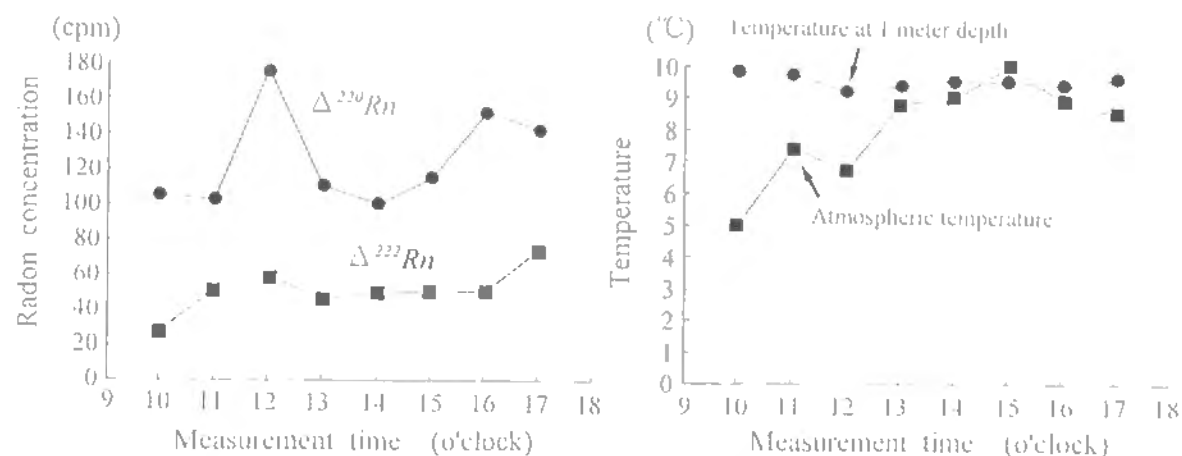


図4・5 熊本大学構内の同一地点におけるラドン濃度 (^{222}Rn と ^{220}Rn の壊変数 $\Delta^{222}\text{Rn}$, $\Delta^{220}\text{Rn}$), 気温, 1 m深地温の日変化

測定値はゆらぎの範囲内にあるともいえ、放射能探査から表層地盤の放射能特性は抽出できない。放射能探査は1日数時間にわたるので、ゆらぎの見積りは重要となる。また、測定装置自体にも統計的なゆらぎが存在し、それは一般にポアソン分布に従うとされている(例えば小川, 1973)。しかし、本測定装置にもこの確率分布が成り立つかは定かでない。

そこで、熊本大学構内の裸地に1測点を設け、この測点上で1時間おきにラドンと γ 線の測定を行った。まず、 $\Delta^{222}\text{Rn}$ と $\Delta^{220}\text{Rn}$ の日変化は図4・5に示すようであり、 $\Delta^{222}\text{Rn}$ には28~73cpmの45cpm、 $\Delta^{220}\text{Rn}$ には100~176cpmの76cpmの変動幅が観測された。同時に気温と1 m深地温も測定したが、それらの変化とラドン濃度の日変化とに相関性はみられない。

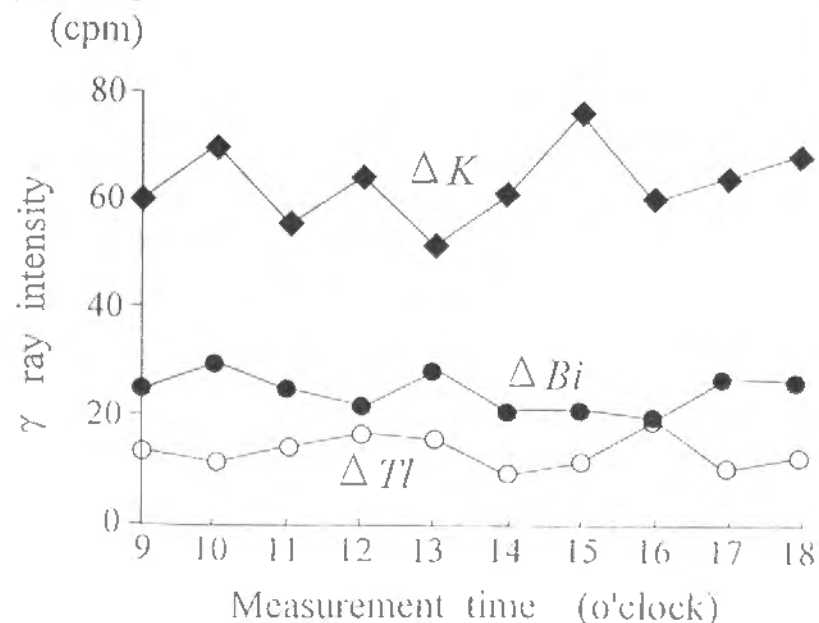


図4・6 熊本大学構内の同一地点における γ 線強度の日変化

一方、 γ 線強度の測定の結果にも図4・6のような日変化がみられた。吉村(1991)は、周期的に変化する地磁気の影響によって14時頃の γ 線強度に極値が現れると報告しているが、そのような傾向は本測定結果にはみられず、変動パターンに規則性はない。 ΔBi と ΔTl の値は20~29cpm, 10~18cpmの範囲にあり、1日の変動幅はそれぞれ9cpm, 8cpmである。

以上の結果より、ラドン濃度と γ 線強度の日変化は気象条件の影響をあまり受けず、主として表層地盤における放射性核種の確率的な壊変に依存する現象であるといえる。

4・3 ラドン濃度と γ 線強度に関する基礎理論・基礎実験

4・3・1 拡散方程式に基づくラドンの挙動

一定時間内のラドンの壊変総数は、式(4・3)に示すようにガス採取時での原子数に比例するので、 $\Delta^{222}\text{Rn}$ と $\Delta^{220}\text{Rn}$ が採取した土壌ガス中における ^{222}Rn と ^{220}Rn の相対的な濃度を表す。表層地盤中のラドンの移動・拡散に関しては多くの研究がなされているが、Okabe(1956)やSoonawala and Telford(1980)に基づき、気象・地質・間隙率・地下水位などを含む測定条件に変化がないと仮定した場合、ラドン濃度に影響を及ぼす要因について検討する。

いま、図4・7に示すように、地表面下の深度 h にラドンのソース、言い換えればラドン濃度の基準点があるとする。ソース上方でソースからの距離 z に厚さ dz 、面積 S の微小体積をとり、この部分でのラドン濃度を N 、微小体積の下面と上面を通るラドン量をそれぞれ Q , $Q+dQ$ とすると、濃度の変化は次式で表される。

$$\frac{d(NSdz)}{dt} = Q - (Q+dQ) - \lambda NSdz \quad (4 \cdot 8)$$

また、ラドンの移動を拡散とラドンのキャリアとなる気体(キャリアガス)の上方への移動によるものと考え、水平方向への移動を無視するならば、

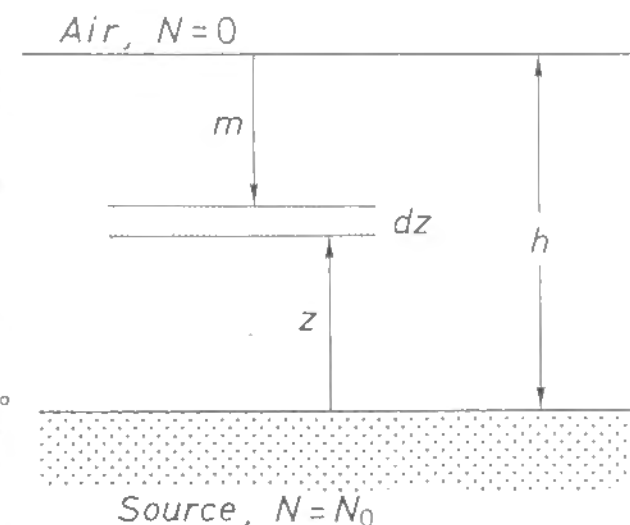


図4・7 地表面からの深度 h に位置するラドンのソース(ラドン濃度の基準点)

$$Q = -D \frac{dN}{dz} S + \nu NS \quad (4 \cdot 9)$$

となる。ここで D は拡散係数、 ν はガスの速度である。ラドン濃度が定常、すなわち $dN/dt = 0$ の状態では式 (4・8) は次のように変形される。

$$\frac{d^2 N}{dz^2} - \frac{\nu}{D} \frac{dN}{dz} - \frac{\lambda}{D} N = 0 \quad (4 \cdot 10)$$

$z = 0$ で $N = N_0$, $z = h$ で $N = 0$, 土壌ガスを採取する深度を m とすると, m における濃度 N は式 (4・9) から

$$N = N_0 \exp[(h-m)\nu/2D] \times \frac{\sinh(m\sqrt{\nu^2/4D^2 + \lambda/D})}{\sinh(h\sqrt{\nu^2/4D^2 + \lambda/D})} \quad (4 \cdot 11)$$

と求まる。例えば, $h = 10^3 \text{ cm}$, $D = 0.04 \text{ cm}^2/\text{sec}$, $\nu = 10^{-3} \text{ cm/sec}$, $m = 50 \text{ cm}$ とすると, N/N_0 の値は ^{222}Rn については 0.12, ^{220}Rn ではほぼ 0 となり, ν が 5 倍になれば ^{222}Rn では 0.67 と増加するが, ^{220}Rn に対する値は変わらない。つまり, ^{222}Rn に比べて ^{220}Rn 濃度の垂直上方方向への減衰は特に大きいのがわかる。 ^{222}Rn 濃度の減衰の程度に対する ν の影響は, $N/N_0 = 0.2, 0.5, 0.7$ とした場合の ν とソース深度 h との関係に示される (図 4・8)。

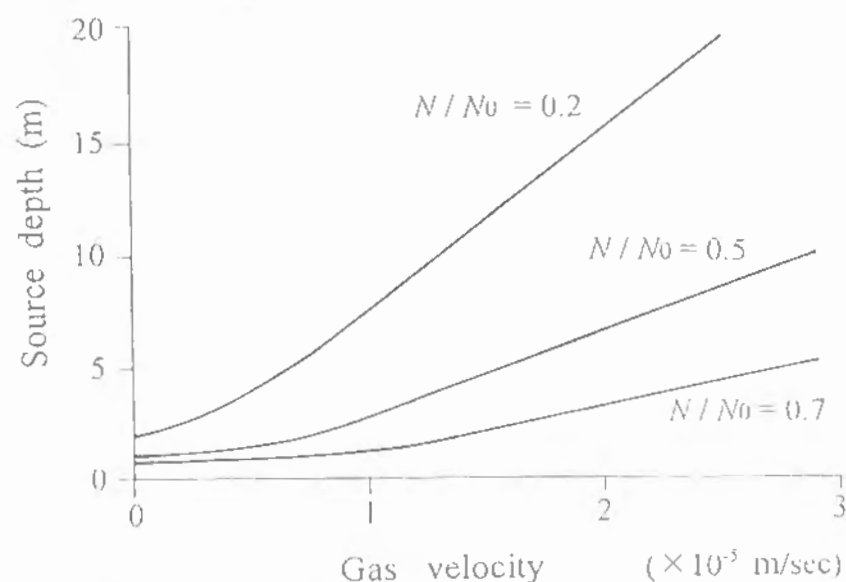


図 4・8 地表面下 50cm での ^{222}Rn の濃度 N に対し, $N/N_0 = 0.2, 0.5, 0.7$ とした場合のキャリアガスの速度 ν とソース深度 h との関係 (拡散係数は $0.04 \text{ cm}^2/\text{sec}$)

このように, ラドン濃度はキャリアガスの速度に強く影響されること, および ^{220}Rn のソースは地表面下のごく浅部に限られ, ソース深度が深い場合には全濃度に占める ^{222}Rn 濃度の割合が増加することが推測されたが, これらを以下に示す 3 つの実験によって確かめた。

4・3・2 ラドンガスの挙動に関する基礎実験

放射能が相対的に強い花崗岩の風化物であるマサをラドンの供給源 (ソース) として選び, 写真 4・1 に示す底面 $30 \text{ cm} \times 30 \text{ cm}$ ・厚さ 100 cm の容器を用いて, マサの体積とラドン濃度との関係を求めた。試料としたマサの粒子密度は $2.65 \text{ (g/cm}^3\text{)}$ である。測定方法は 100 cm になるまで 10 cm ずつマサの厚さを変え, 各体積での $\Delta^{222}\text{Rn}$ と $\Delta^{220}\text{Rn}$ を繰り返し測定するものである。なお, 図 4・2 に示す塩化ビニール管は表面から 5 cm の深さまで挿入し, 間隙中のガスが空気中に拡散しないようにマサの表面を厚さ 5 mm のゴム板で覆った。また, マサの投入直後では間隙中のガスは乱されていると推測できるので, 体積の変更時には 10 分間放置した。測定時の気温は $17.3^\circ\text{C} \sim 18^\circ\text{C}$ の範囲にあり, 変動幅は 0.7°C と小さい。マサの体積と $\Delta^{220}\text{Rn}$ ・ $\Delta^{222}\text{Rn}$ との関係を図 4・9 に示す。

図より $\Delta^{220}\text{Rn}$ についてはマサの厚さ 30 cm で最大となり, それより体積を増やしても厚さ 30 cm の値よりも低く, ほぼ一定値をとる。一方, $\Delta^{222}\text{Rn}$ については観測された壊変数のほとんどが 2 cpm と小さく, マサの体積との関連はみられない。したがって, ガスの拡散速度が小さい常温の状態では, ソース物質の体積とラドン濃度との関連性は小さいと結論付けられる。これは地表面下のごく浅部にソースが存在している状態に対応するといえる。

次の実験は, 人工的にキャリアガスの速度を増加させ, ラドン濃度の変化を観測するものである。そのために容積 17.6 l の直方体の容器にマサを入れ, この装置を恒温槽内に置いた。マサの間隙比は 0.42 である。恒温槽内の温度を 3 時間に 10°C の割合で上昇させ, 1 時間ごとにマサの表面温度とトータルカウント (T_c) を測定したところ, それらの関係は図 4・10 のように求められた。図より温度の上昇に伴って T_c が増加する傾向が概ね認められ, この正の相関関係は 1% 水準の t 分布検定により有意であることが確かめられた。温度の変化は放射性核種の壊変に影響を及ぼさないで, 温度の上昇によってマサの間隙を伝わるキャリアガスの速度が増加し, これが T_c を増加させたと考えられる。なお, ガスの速度は絶対温度の平方根に比例するので, 本実験の温度範囲 ($290 \sim 368 \text{ K}$) ではガスの速度と温度は線形関係にあるとみなせる。

式 (4・7) に基づけば, 本実験でも T_c はほぼ $\Delta^{220}\text{Rn}$ に等しく, $\Delta^{222}\text{Rn}$ はほとんど測定されなかった。その理由の 1 つとして, ラドンの供給源であるマサの体積が微小であることがあげられる。そこで, 第 3 の実験としては, 熊本県阿蘇山に位置す

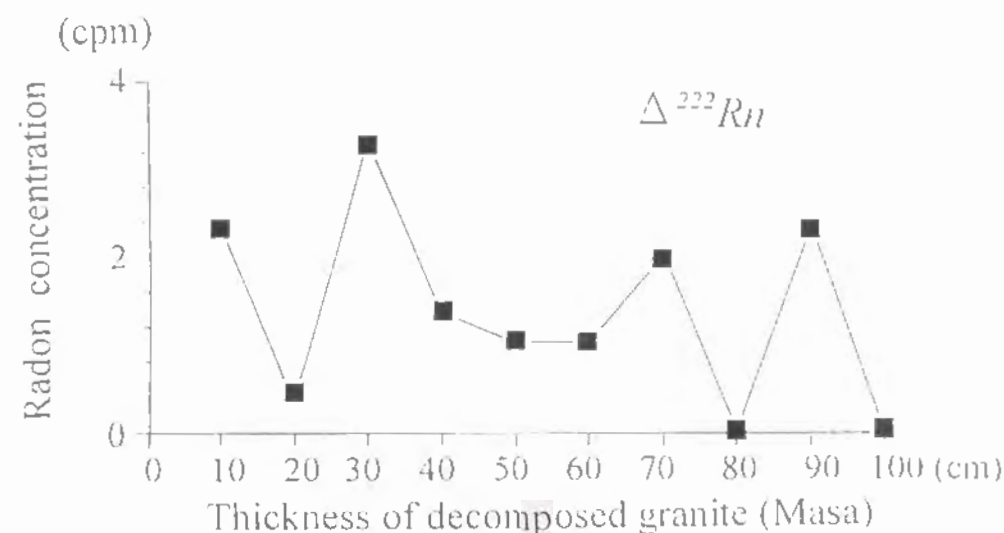
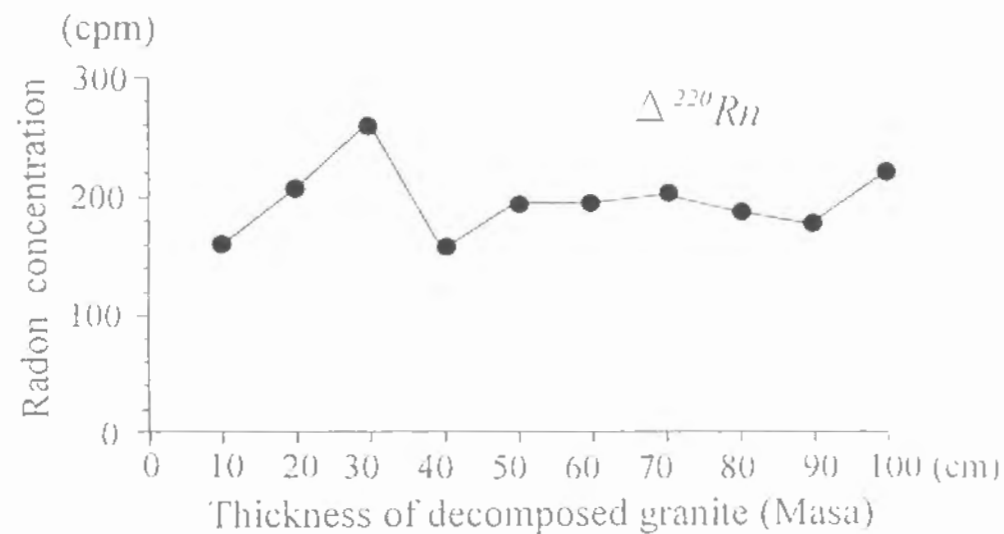


図4・9 マサの体積と ^{222}Rn , ^{220}Rn の壊変数との関係 (容器の底面積は 900cm^2)

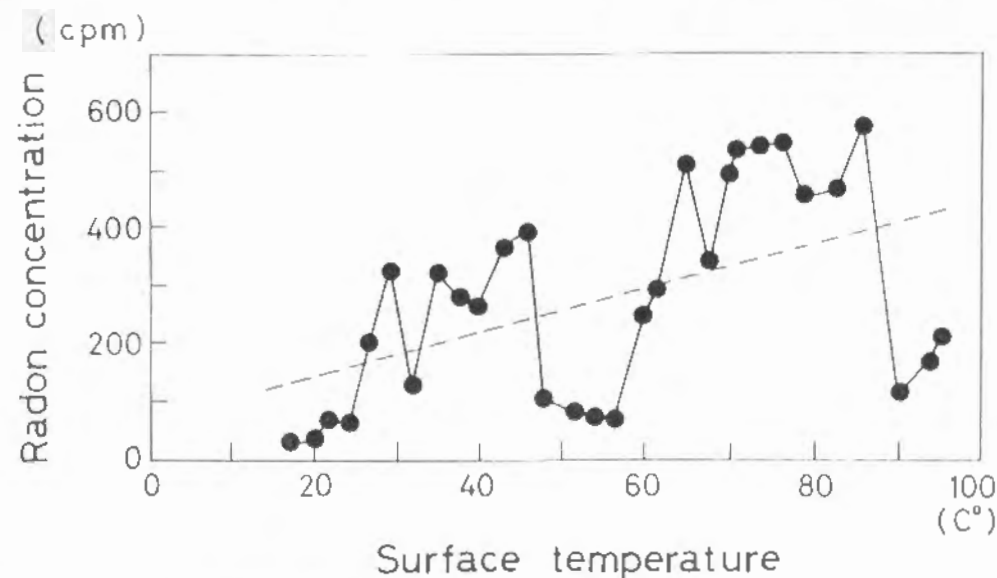


図4・10 マサの表面温度 (深さ10cmでの測定値) とトータルカウントとの関係



写真4・2 熊本県阿蘇山に位置する地獄・垂玉温泉地区で、地下ガスの上昇が活発な噴気孔近くの測点

る地獄・垂玉温泉地区において、地下ガスの上昇が活発な噴気孔近くの地点 (写真4・2) を2つ含めた18測点でラドン濃度を測定した。その結果、全測点に対する T_c と $\Delta^{222}\text{Rn} / \Delta^{220}\text{Rn}$ の平均値はそれぞれ297cpm, 0.32であったが、噴気孔付近の2測点における T_c は1925cpm, 1610cpmと特に高く、 $\Delta^{222}\text{Rn} / \Delta^{220}\text{Rn}$ も0.49, 0.41と高い値を示した。この場合のように、ラドンの供給源の体積が限られず、しかもキャリアガスの速度が大きい状態では、 ^{222}Rn 濃度、および T_c に対する $\Delta^{222}\text{Rn}$ の比は増加することが確かめられた。

さらに検討を進めると、地獄・垂玉地区のような噴気帯とは異なった通常の沖積地盤中でも $\Delta^{222}\text{Rn}$ の高い値が観測される場合もある。このような地盤中におけるガスの拡散速度は小さく、第1の実験のようにラドンのソース深度は浅いはずである。したがって、上記の理論・実験の基礎とした拡散とは異なるメカニズムも考える必要がある。その1つにラドンの親核種であるラジウムの濃集があげられる。すなわち、地層の堆積後、地下水や地中ガスの介在により、親核種が地表面付近まで上昇したと考えるのである。ラジウムの半減期が1662年と長いことはこの移動を可能とし、特に断層のような通路があればラジウムの濃集を高めるであろう。

以上をまとめると、 ^{222}Rn の濃度が高まる要因として (1) 拡散, (2) 親核種の濃集が考えられるが、これらはともに断層の存在と関連するものである。いずれの要因が強く作用するかは対象とする地盤によって異なる。例えば、地獄・垂玉地区のような場所では (1) の要因を主とするに対し、後述するような沖積平野・洪積台地に位置する温泉地区では (2) が支配的であると考えられる。

4・3・3 ラドンガスの年令の推定理論

従来の研究ではラドンガスの組成（同位体の存在比）のみが議論の対象となり、そのガスは生じてからどの程度経過したものであるか、については検討されていない。これに対し、Koike, *et al.* (1994) は潜在断層の抽出に用いるラドンガスの性質についての理解を深めるために、ガスの年令を推定する以下のような手法を考案した。

ラドンガスが生成した時刻を $t = 0$ とし、そのときの ^{222}Rn の原子数を N^0 、 ^{218}Po の原子数を 0 とする。測定では $t = 0$ から T だけ経過した時点でのガスを採取したとし、この T をラドンガスの年令と呼ぶ。 $t = T$ における ^{222}Rn 、 ^{218}Po 、 ^{220}Rn の原子数を N_{222}^T 、 N_{218}^T 、 N_{220}^T 、壊変定数を λ_{222} 、 λ_{218} 、 λ_{220} と表す。式 (4・5) より ^{222}Rn とその娘核種である ^{218}Po が平衡状態に達する時刻 $t = teq$ は

$$teq = \left[\frac{1}{\lambda_{222} - \lambda_{218}} \right] \log \left(\frac{\lambda_{222}}{\lambda_{218}} \right) = 1980 \text{ (sec)} \quad (4 \cdot 12)$$

である。 $T \leq teq$ の範囲では、放射性壊変に関する基礎理論より次式が成り立つ。

$$\left. \begin{aligned} N_{222}^T &= N^0 \exp(-\lambda_{222} T) \\ N_{218}^T &= \frac{\lambda_{222}}{\lambda_{218} - \lambda_{222}} \times N^0 [\exp(-\lambda_{222} T) - \exp(-\lambda_{218} T)] \end{aligned} \right\} \quad (4 \cdot 13)$$

これより、 $R = N_{218}^T / N_{222}^T$ とおくと、

$$T = \frac{1}{\lambda_{222} - \lambda_{218}} \log \left[1 - \frac{R(\lambda_{218} - \lambda_{222})}{\lambda_{222}} \right] \quad (4 \cdot 14)$$

と表せる。ただし、放射平衡の関係から $R < \lambda_{222} / (\lambda_{218} - \lambda_{222}) = 5.45 \times 10^{-4}$ であることが必要条件である。 $T > teq$ の場合、 R は 5.45×10^{-4} の一定値となるので T の値は定まらない。

次に、時刻 T を基準とし、それとの時間差を $\tau_k = k \Delta t$ ($k=1, \dots, n$: n は測定回数) と表す。 Δt は測定時間の単位であり、本研究の場合は $\Delta t = 60 \text{ (sec)}$ である。ここで、 $t = T + \tau_{k-1}$ から $t = T + \tau_k$ における ^{222}Rn 、 ^{218}Po 、 ^{220}Rn の壊変数をそれぞれ D_{222}^k 、 D_{218}^k 、 D_{220}^k とおく。 $T \leq teq$ の場合には、

$$\begin{aligned} D_{222}^k &= N_{222}^T [\exp(-\lambda_{222} \tau_{k-1}) - \exp(-\lambda_{222} \tau_k)] \\ &\approx \lambda_{222} \Delta t N_{222}^T \quad (\because \Delta t \ll 1 / \lambda_{222}) \end{aligned} \quad (4 \cdot 15)$$

$$\begin{aligned} D_{218}^k &= \frac{\lambda_{222}}{\lambda_{218} - \lambda_{222}} N_{222}^T \\ &\times \{ \exp(-\lambda_{222} \tau_{k-1}) - \exp(-\lambda_{222} \tau_k) - \exp(-\lambda_{218} \tau_{k-1}) + \exp(-\lambda_{218} \tau_k) \} \\ &\approx \frac{\lambda_{222} \{ \lambda_{222} \Delta t - \exp(-\lambda_{218} \tau_{k-1}) + \exp(-\lambda_{218} \tau_k) \}}{\lambda_{218} - \lambda_{222}} \end{aligned} \quad (4 \cdot 16)$$

$$\times N_{222}^T + \{ \exp(-\lambda_{218} \tau_{k-1}) - \exp(-\lambda_{218} \tau_k) \} N_{218}^T + \lambda_{222} \Delta t N_{222}^T$$

と表される。 ^{220}Rn は ^{218}Po に壊変するが、 ^{218}Po の半減期は 0.158 sec と極めて短いので、その壊変数は ^{220}Rn のそれと等しいとみなせる。したがって、 D_{220}^k は

$$D_{220}^k = 2 \{ \exp(-\lambda_{220} \tau_{k-1}) - \exp(-\lambda_{220} \tau_k) \} N_{220}^T \quad (4 \cdot 17)$$

となる。

本研究で測定するのは、 $t = T + \tau_{k-1} \sim t = T + \tau_k$ における総壊変数 D^k であるので、

$$\begin{aligned} D^k &= D_{222}^k + D_{218}^k + D_{220}^k \\ &= \lambda_{222} \left\{ 2 \Delta t + \frac{\lambda_{222} \Delta t - \exp(-\lambda_{218} \tau_{k-1}) + \exp(-\lambda_{218} \tau_k)}{\lambda_{218} - \lambda_{222}} \right\} N_{222}^T \\ &\quad + \{ \exp(-\lambda_{218} \tau_{k-1}) - \exp(-\lambda_{218} \tau_k) \} N_{218}^T \\ &\quad + 2 \{ \exp(-\lambda_{220} \tau_{k-1}) - \exp(-\lambda_{220} \tau_k) \} N_{220}^T \end{aligned} \quad (4 \cdot 18)$$

と表される。式 (4・18) に最小 2 乗法を適用することで N_{222}^T 、 N_{218}^T 、 N_{220}^T が求まり、これと式 (4・14) からラドンガスの年令 T が推定できるようになる。

T が求まらない場合には、ガスはすでに平衡に達していると仮定する。すなわち、 $T > teq$ のとき $\lambda_{222} / \lambda_{218} = r$ ($= 5.45 \times 10^{-4}$) とおくと、

$$N_{218}^T = r N_{222}^T \quad (4 \cdot 19)$$

が成り立つ。このとき、

$$D_{218}^k = r D_{222}^k = r N_{222}^T \{ \exp(-\lambda_{222} \tau_{k-1}) - \exp(-\lambda_{222} \tau_k) \} \quad (4 \cdot 20)$$

の関係があり、

$$D^k = (1+r) \{ \exp(-\lambda_{222} \tau_{k-1}) - \exp(-\lambda_{222} \tau_k) \} N_{222}^T + \{ \exp(-\lambda_{220} \tau_{k-1}) - \exp(-\lambda_{220} \tau_k) \} N_{220}^T \quad (4 \cdot 21)$$

と表される。式(4・21)に対しても最小2乗法を適用し、 N_{222}^T と N_{220}^T を求める。

温泉地区における噴気孔近くの地盤、および噴気や変質の特徴がみられない地盤から採取した土壌ガスに対する20分間の測定データに、上記の理論を適用した結果を図4・11(a)、(b)に示す。前者のガスは非平衡状態にあるが、後者のガスはすでに平衡に達していると推定された。いずれの状態に対しても理論曲線は測定値の傾向を良く捉えており、年令算出の理論の妥当性が確かめられる。そこで、噴気孔を伴う地獄・垂玉地区、後述する熊本県北部の温泉地区と花崗岩体、および4・3・2のマサの実験で測定されたデータに年令算出理論を適用した結果の一例を表4・1に示す。噴気孔

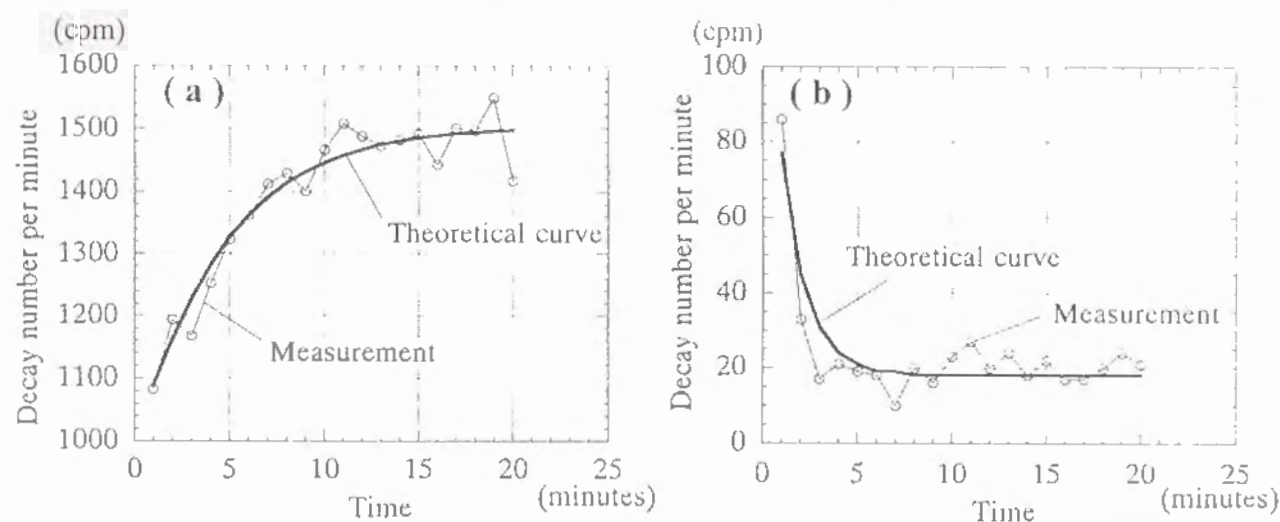


図4・11 各1分間当たりのトータルカウントと理論曲線との関係。(a) 噴気孔近くの土壌ガス、(b) 砂質地盤の土壌ガスに対する測定結果で(a)は非平衡状態、(b)は平衡状態と判定される。

表4・1 各測定対象におけるラドンガスの年令とガス採取時の ^{222}Rn と ^{220}Rn の原子数

Study area or material	Total decay number in 1 minute (cpm)			Age of sample gas (sec)	Calculated number of Rn	
	0 - 1minute	1 - 2minute	2 - 3minute		^{222}Rn	^{220}Rn
Jigoku -						
Tanutama	578	626	721	27	1.1×10^7	3.0×10^2
	531	518	561	42	7.6×10^6	2.8×10^2
Ueki	177	132	135	Equilibrium	9.3×10^6	3.9×10^1
Shichijyo	218	98	48	Equilibrium	1.1×10^6	2.0×10^2
Hirayama	689	512	451	116	4.4×10^6	4.2×10^2
Kikuka	218	131	93	162	6.2×10^5	1.7×10^2
Tamana -						
granitic massif	737	511	427	96	4.1×10^6	5.1×10^2
	163	129	144	Equilibrium	1.0×10^6	9.0
Decomposed						
granite	150	48	14	Equilibrium	0	1.6×10^2
	178	61	43	Equilibrium	1.9×10^4	1.4×10^2

近くでのガスの年令は27sec, 42secと得られ、洪積台地に位置する温泉地区での年令である116sec, 162sec, および花崗岩体での年令である96sec, 536secよりも若い。すなわち、ラドンのキャリアとなるガスの上昇が明らかに活発である地点ほどガスの年令は若くなる。

また、測定データのはほとんどは対象地区に関わりなく、すでに平衡に達していると計算された。よって、ガスは生成時から表土層中である程度の距離を移動した可能性がある。マサの実験データが他と異なる点は、 ^{220}Rn の壊変数については野外データと同程度であるにもかかわらず、 ^{222}Rn の壊変が観測されていないことである。この理由として、マサは容器とゴムシートによって密閉された状態にあり、間隙中のガスの移動が抑制されたためという推測もできる。すなわち、4・3・1で述べたようにキャリアガスの速度は ^{220}Rn よりも ^{222}Rn の濃度に影響を及ぼすので、自然の地盤中で

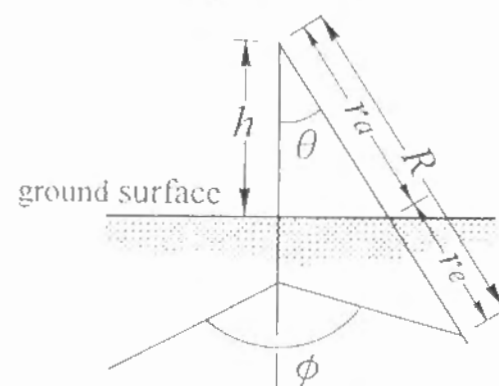


図4・12 γ 線の理論強度の解析に用いる球座標系

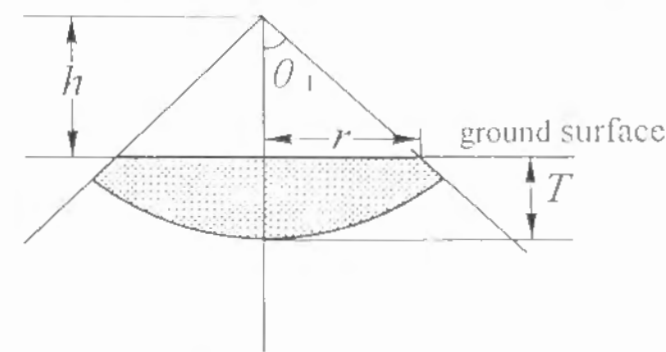


図4・13 臨界角 θ_1 、厚さ T のソース物質からの γ 線の寄与

はラドンの親核種が濃集しているとともに, Mogro-Campero and Fleischer (1977) が「Geogas」と名付けたような上方に移動するガスの存在が考えられる。このガス速度の大小, すなわち地盤のガスに対する透過性によって ^{222}Rn 濃度が規定されるといえる。断層の抽出には ^{222}Rn 濃度の広域的な分布状態の把握が重要となる。

4・3・4 γ 線強度の理論式

無限の大きさを持ち, 均質で平坦なソース物質からの γ 線の寄与を図4・12に示す球座標系において考える。Davisson (1965) が指摘したように, γ 線の減衰係数は物質中では変化しないと仮定する。 γ 線測定器の地表面からの高さを h とすると, それから距離 R にあるソース物質中の微小体積に由来する単位時間当りの γ 線線量(強度)は,

$$dC = \frac{A \epsilon \gamma}{4\pi} \exp\left(\frac{-\mu \rho_a h}{\cos \theta}\right) \exp\left[-\mu \rho_e \left(R - \frac{h}{\cos \theta}\right)\right] \sin \theta d\theta d\phi dR \quad (4 \cdot 22)$$

と与えられる。ただし, γ は単位体積当りのソース物質がもつ γ 線強度, A は γ 線シンチレータの断面積, ϵ は計数効率, μ は減衰係数, ρ_a は空気の密度, ρ_e はソース物質の密度を表す。上式をソースの体積に対して積分すると, γ 線の全線量になる。例えば積分範囲を $R_1 \leq R \leq \infty$, $\theta_1 \leq \theta \leq \pi/2$, $0 \leq \phi \leq 2\pi$ としたとき

$$C = \frac{A \epsilon \gamma}{4\pi} \int_{R_1}^{\infty} \int_0^{2\pi} \int_{\theta_1}^{\pi/2} \exp(-\mu \rho_e R) \exp\left[-\mu(\rho_a - \rho_e) \frac{h}{\cos \theta}\right] \times \sin \theta d\theta d\phi dR \quad (4 \cdot 23)$$

と表される。実際の γ 線探査では測定器まで到達する γ 線は有限であり, ソース物質の形状は図4・13のように臨界角 θ_1 , 厚さ T の円盤とみなせる。この部分からの単位時間当りの γ 線線量はDuval, et al. (1971) に基づくと次のようになる。

$$C = \frac{A \epsilon \gamma}{2\mu \rho_e} \left\{ 1 - \exp(-\mu \rho_e d) \right\} \left[1 - \cos \theta_1 \left\{ \exp\left(-\frac{\mu \rho_a h}{\cos \theta_1}\right) + \frac{\mu \rho_a h}{\cos \theta_1} \left[\lambda + \log\left(\frac{\mu \rho_a h}{\cos \theta_1}\right) + \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(\mu \rho_a h / \cos \theta_1)^n (-1)^n}{n \cdot n!} \right] \right\} \right] \quad (4 \cdot 24)$$

ただし, $d = (1 - 1/\cos \theta_1) h + T$, $\lambda = 0.5772$ である。上式によれば減衰係数, 物質の密度, 測定器の高さ, およびソース物質の体積が γ 線強度に及ぼす影響が推定でき, ソース物質の体積が無限($\theta_1 = d = 0$)である場合の C との比をとることで, 測定器に対するパラメータやソース物質固有の γ 線強度の影響が除かれる。例えば h と θ_1 が一定のとき, 無限のソースからの γ 線線量に対する厚さ T からの γ 線線量の比 $Y(T)$ は次のように近似できる。

$$Y(T) = 1.0 - \exp(-\mu \rho_e T) \quad (4 \cdot 25)$$

4・3・5 ソース物質の体積が γ 線強度に及ぼす影響

γ 線強度に対する理論式である式(4・25)に基づけば, ソース物質の密度と γ 線の減衰係数が一定である場合, γ 線強度はソース物質の体積のみに依存する。地下構造の探査における γ 線探査の有効性は, どの程度の深度からの γ 線が測定器に到達するかに関連する。すなわち, その深度が深いほど γ 線探査の有効性が認められる。このように γ 線探査ではソース物質の影響深度が最も重要な要素であるにもかかわらず, これを実験的に確かめた例はない。

そこで, 4・3・2で述べた容器とマサを用い, マサの体積と γ 線強度との関係を室内で求めた。この際, 環境 γ 線の影響を軽減するために容器の底面をコンクリートの床面から50cm離し, 前述のように γ 線スペクトロメータ全体を厚さ3cmの鉛で覆った(写真4・1)。測定方法としては, ΔBi , ΔTi , および比較のために ΔK をそれぞれ1000秒間カウントする。通常の計測時間である100秒間よりも長く設定した理由は, 放射性壊変は確率的な現象であるので, 長い計測時間によってソースの体積の影響を反映した精度良い結果が得られるはずと考えたことによる。ソース物質であるマサの体積と ΔBi , ΔTi , ΔK との関係を図4・14に示す。

図より, ΔK , ΔBi , ΔTi の値はマサの厚さ40cmまでは増加する傾向にあるが, それより厚くしてもほぼ一定の値となっている。すなわち, γ 線強度に影響を及ぼす厚さの範囲は高々40cmまでといえる。間隙を含めたソース物質の密度 ρ_e を $2.5(\text{g}/\text{cm}^3)$ とし, これらの仮定のもとで最小2乗法によって測定データに式(4・25)の理論曲線を当てはめた。その結果, Bi と Ti に対するマサの γ 線減衰係数としてそれぞれ $\mu Bi = 0.067(\text{cm}^2/\text{g})$, $\mu Ti = 0.065(\text{cm}^2/\text{g})$ とほぼ同じ値が推定された。実際の地盤では本実験のマサよりも間隙率は小さく含水比も高いので, 減衰係数は上記の値よりも大きいと考えられる。ゆえに, γ 線強度に影響を及ぼすのは地表面下40cm未満のごく浅部の領域であるといえる。

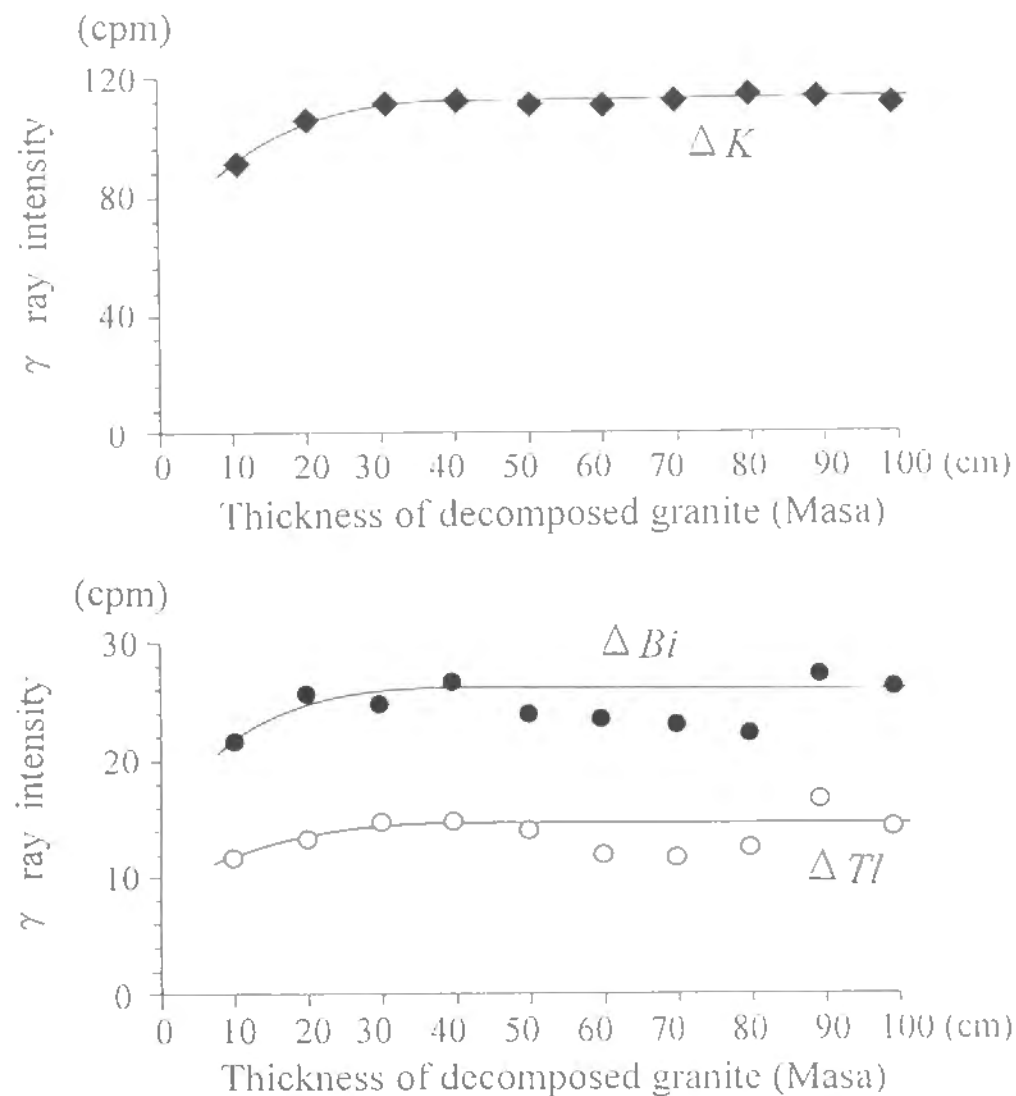


図4・14 マサの体積と ^{40}K , ^{214}Bi , ^{208}Tl からのγ線強度との関係 (容器の底面積は900cm²)

4・3・6 リニアメントとラドン濃度・γ線強度との対応関係

貞広・見野 (1980), 桂ほか (1986), 木村ほか (1990) などは断層上でγ線強度が高くなると報告しているが, これらには環境γ線に対する配慮がなされていない点に問題がある。これに対し, 本研究ではγ線スペクトロメータ全体を鉛で覆い, 環境γ線の影響を軽減した後に, 断層とγ線強度との対応関係を議論する。

測定の対象としてリニアメントの発達が顕著な花崗岩体を選び, 空中写真判読によって抽出された2本のリニアメントと交差する稜線において, 50m間隔に23測点を設けた。図4・15に示す測点1と測点23との標高差は160mであり, 表土層の地質はマサが粘土化したものである。測定は快晴の日に行い, 1日で終了した。また, 測点ごとにキャリブレーションを行い, 正確な基準値を得た。測点7・8・9と測点17・18がリニアメントと交差する位置にある (図4・15)。

この測線は後述する図4・34の測線Cに対応し, 測線上ではすでにラドン濃度の測

定が行われており (大見ほか, 1990; 小池ほか, 1993), リニアメントと交差する測点上で ^{222}Rn と ^{220}Rn の濃度が増加し, 極大値を示しているのが図4・16より明らかである。よって, これらのリニアメントは花崗岩体中の断層を表す可能性が高い。ただし, ラドン濃度の測点間隔は100mであり, γ線測定に対する測点とは一致していない。γ線測定の結果は図4・15に示すとおりであり, ウラン系列からの ΔBi とトリウム系列からの ΔTl の値にいくつかの高まりがみられる。リニアメントと交差する測点付近の強度は相対的に高くなっているものの, ラドン濃度に比べると明瞭なピークは示しておらず, このデータから断層の位置を特定するのは困難である。よって, γ線の強度分布に及ぼす断層の影響はラドン濃度のそれと比べて小さく, 地下の断層探査にはラドン濃度の方が有効であると考えられる。

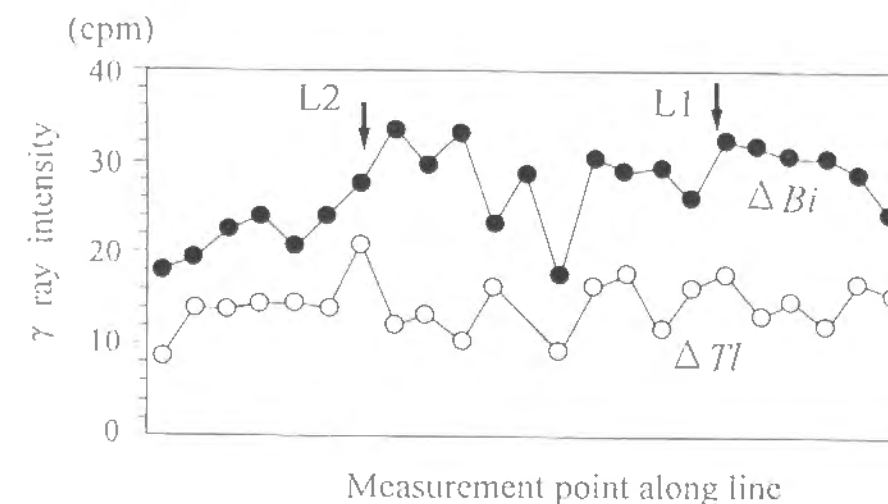


図4・15 各測点における ^{214}Bi , ^{208}Tl からのγ線強度。L1・L2は空中写真判読によるリニアメントの位置を表す。

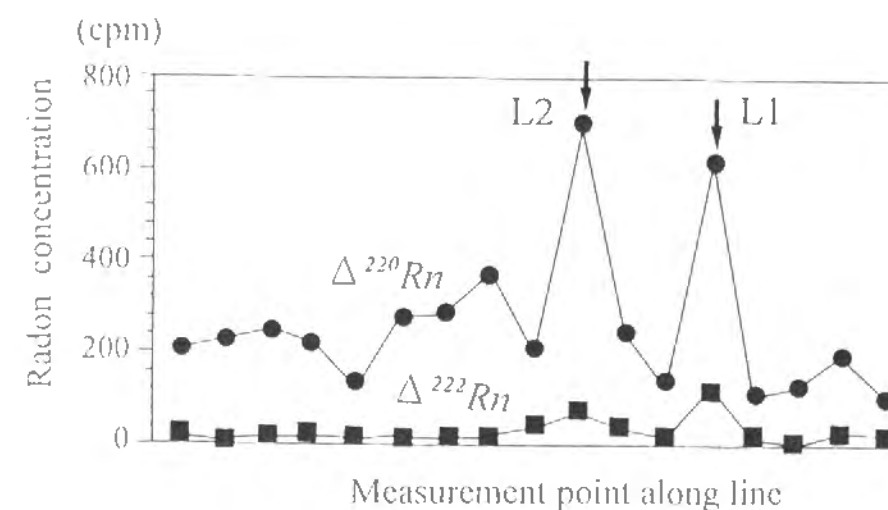


図4・16 各測点におけるラドン濃度 (^{222}Rn と ^{220}Rn の壊変数)

4・4 温泉地区での放射能探査データとその解釈

4・4・1 各地区での測定結果

放射能探査の対象としたのは、熊本県北部から福岡県南部にかけて分布する西合志、辰頭、植木、七城、宮原、菊池、熊入、菊鹿、平山、船小屋の10個の温泉地区であり、これらの位置関係を図4・17に示す。各温泉は沖積平野、あるいは洪積台地上に位置する。

まず、温泉地区における測定の適切な設定法について検討する。従来の放射能探査は断層の存在が推定された地域を対象とし、断層とはほぼ直交する方向に測線を設け、放射線強度の大小から断層の存在とその位置を確定するのが主な目的であると考えられる。この場合の測点間隔は短く、5～10mとするのが一般的である。しかし、本研究で対象とした地区の地形はほぼ平坦であり、断層の存在は明らかにされていない。そこで、温泉の存在は地下に潜在する断層と関連しているものと仮定し、各温泉の泉源を中心として、その周囲でほぼ格子状に測点を設けるという測定方法を試みた。このような広域的な調査法により、後述する放射線強度の方向性が把握できるようになる。

測点の間隔は作業能率を考慮して約100mとした結果、西合志：60、辰頭：44、植木

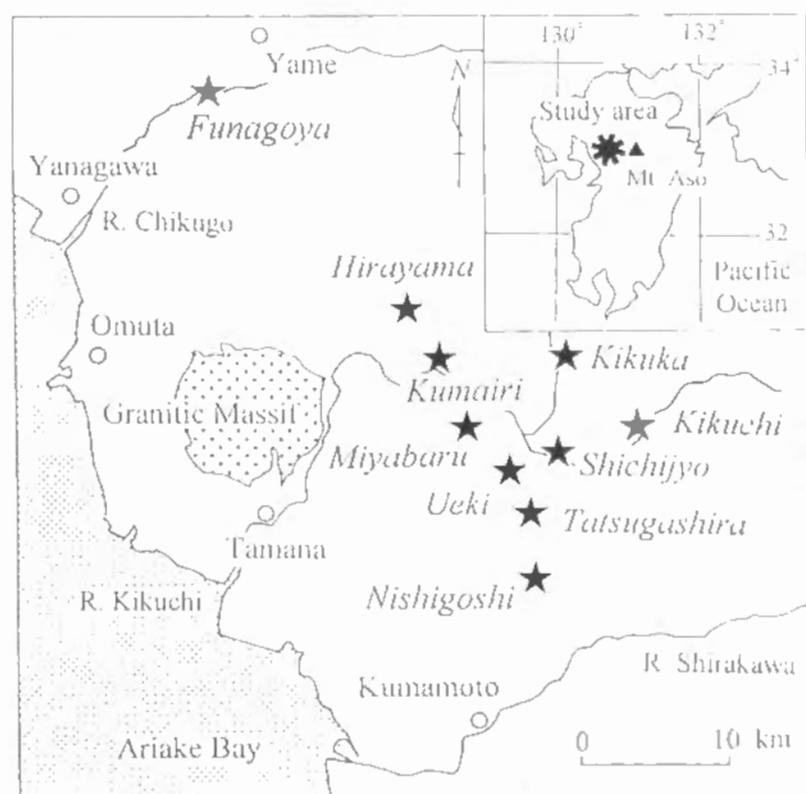


図4・17 放射能探査の対象とした熊本県北部と福岡県南部の温泉地区の位置

：44、七城：63、宮原：43、菊池：56、熊入：63、菊鹿：54、平山：31、船小屋：66の計524個の測点数となった。測定は1990年10月～12月、1991年9月～11月、1992年10月～12月の期間における晴天の日に、数時間ずつかけて行った。1つの温泉地区に対する測定日時の隔たりを小さくすること、およびラドンの可溶性を考慮し、乾燥して良く締まった砂礫質の地盤で測定することに留意した。各地区での測定に要した日数は3、4日である。また、 α 粒子のカウント精度を確認するために標準セルを用い、各測定日の測定前と終了後に1分間当りのカウントを連続して10回づつ測定した。そのような測定を計64回行った結果、640個のデータの平均値は859cpm、標準偏差は15cpmと求まった。平均値は標準セルに対するカウントの基準値である850cpm \pm 5%の範囲内にあり、標準偏差も小さいので、測定データは信頼できるものと考えられる。

γ 線探査は熊入と船小屋地区に対して実施したが、前節での解析結果よりラドン濃度の方が断層調査に有効であることが認められたので、以下では主にラドン探査の結果に基づいて議論を進める。

ラドン濃度測定の結果、各温泉地区での T_c の分布は図4・18に示すように得られた。泉源付近での T_c は高いとは限らず、 T_c の分布は各地区ともに複雑であるのがわかる。また、各温泉地区での T_c の平均値と $\Delta^{222}Rn$ の平均値との関係を表すと図4・19のようである。 T_c と $\Delta^{222}Rn$ の平均値は温泉間で大きく異なり、特に平山における T_c の平均値は船小屋のそれの2.4倍である。しかし、10個の温泉地区は T_c に占める $\Delta^{222}Rn$ の割合によって、それが相対的に高い平山・菊鹿・辰頭地区と他の7地区の2系列に分けられることがわかる。同じ系列に属する各データは線形の関係にあるとみなせる。すなわち、表土層の物理的状態に支配されてラドン濃度に相違が生じていても、ラドンガスの組成は同じであり、これから濃度分布の傾向を各地区で比較することが妥当であるといえる。

次に、各測点でのラドン濃度は地盤表層部の放射能特性を表すものであるかをラドン濃度の日変化の観点から検証する。図4・5に示した同一地点での日変化のデータとラドン濃度が相対的に低い熊入地区における最小値・最大値の範囲を、図4・20で比較する。熊入地区での $\Delta^{222}Rn$ と $\Delta^{220}Rn$ の変動幅は、熊本大学構内の裸地におけるそれらの日変化量のそれぞれ2倍、5倍である。ゆえに、測定値は各測点の地盤表層部におけるラドン濃度の相違を反映しており、その分布から濃度異常地点を特定することが可能となる。

4・4・2 ラドン濃度と γ 線強度との比較

熊入地区ではラドン濃度測定と同一測点において γ 線強度の測定を行ったので、各測定結果を比較する。ただし、ウラン系列における $\Delta^{222}Rn$ と ΔBi 、およびトリウム系列における $\Delta^{220}Rn$ と ΔTh の値は異なるので、各同位体の壊変数の比、すなわち

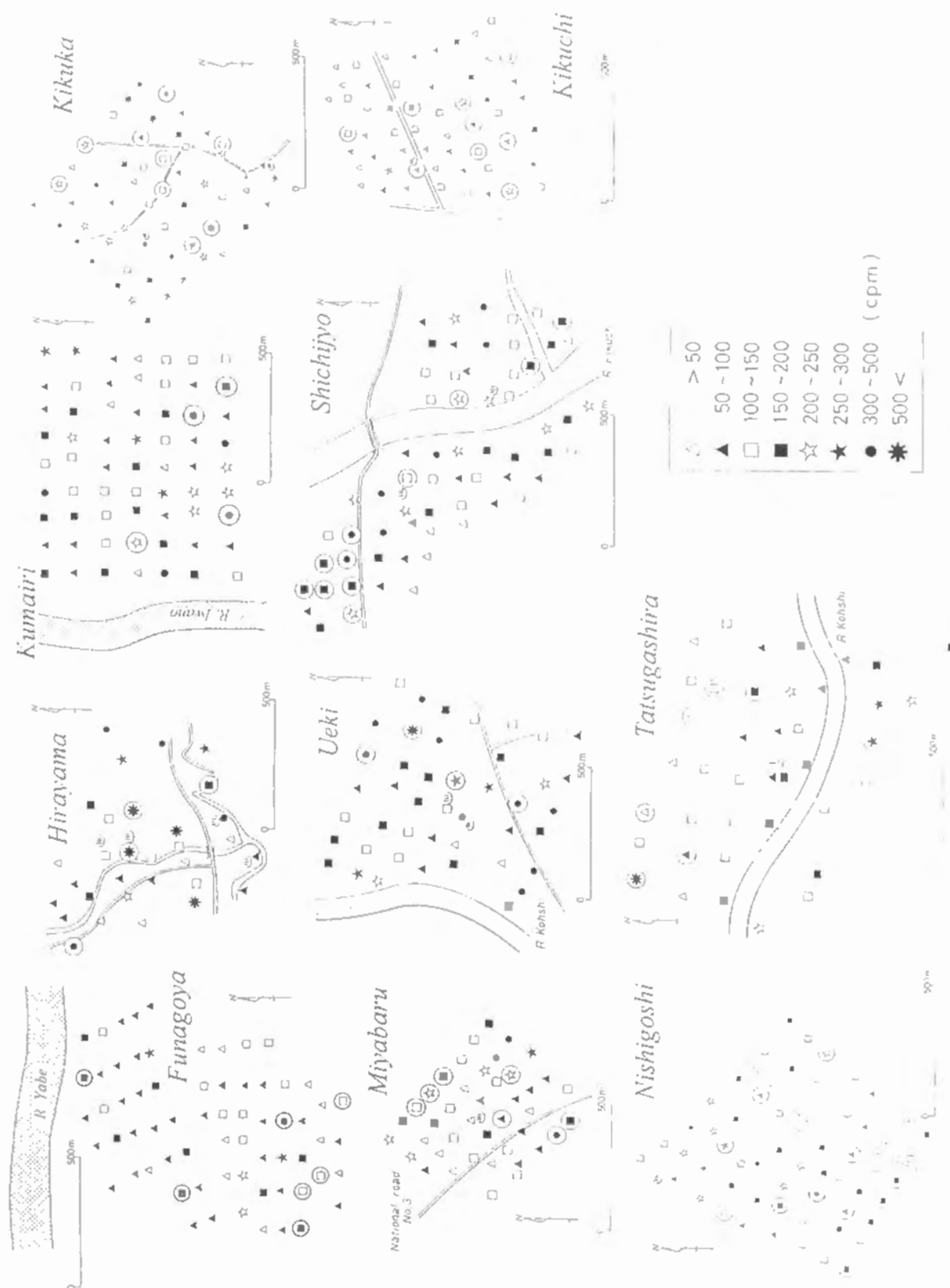


図4・18 各温泉地区でのトータルカウントの分布、およびラドン濃度が異常値をとる測点（丸で囲んだ点）の位置

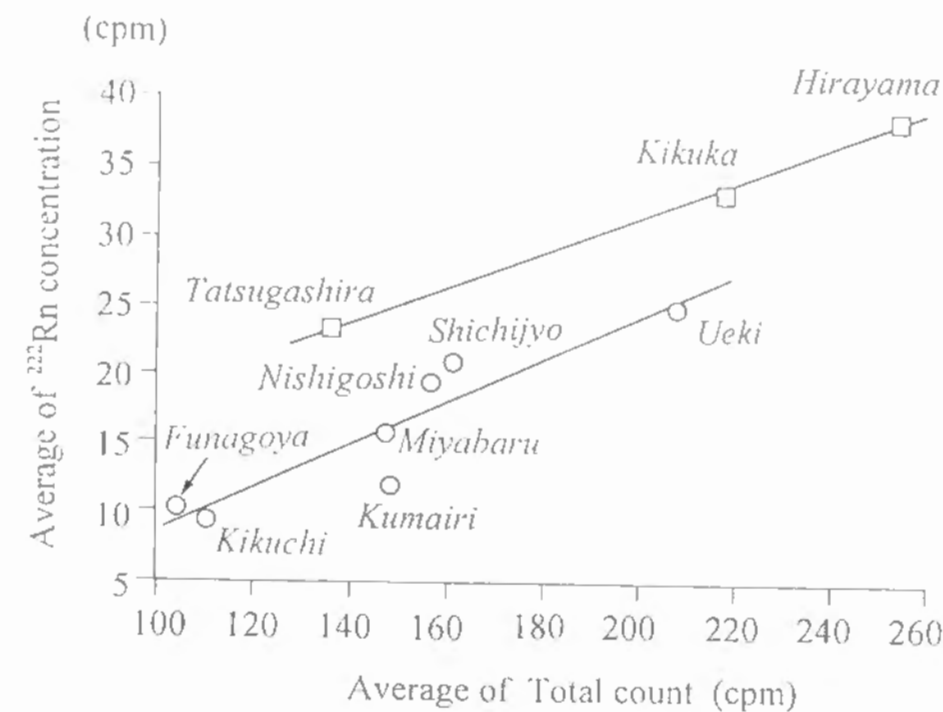


図4・19 各温泉地区でのトータルカウントと ^{222}Rn の壊変数の平均値との関係

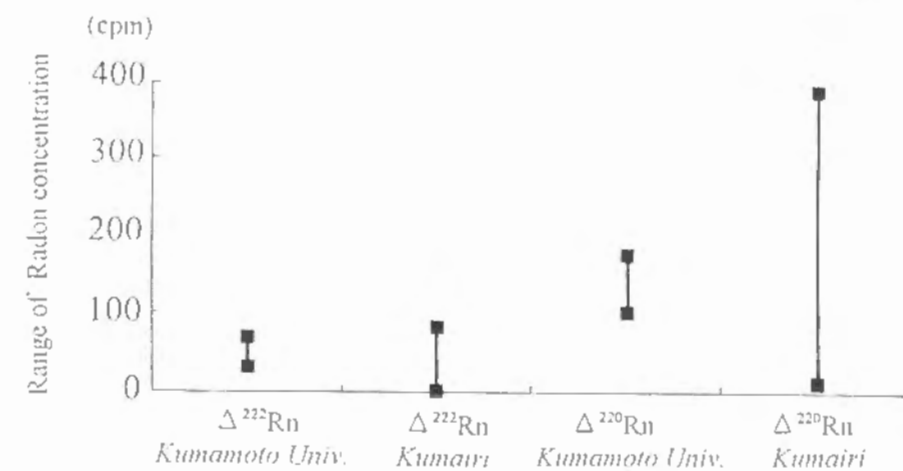


図4・20 熊入地区における ^{222}Rn ・ ^{220}Rn の壊変数の変動幅、および熊本大学構内の同一地点での日変化との関係

$\Delta^{222}\text{Rn} / \Delta^{220}\text{Rn}$, $\Delta\text{Bi} / \Delta\text{Tl}$ をとり、さらにそれらの比の平均値が0, 分散が1になるように基準化した。その結果を図4・21に示すが、変動パターンに多少の類似性は認められるものの、2つの測定法でのピークの位置は対応していない。特に測点31・40番においては、 $\Delta^{222}\text{Rn} / \Delta^{220}\text{Rn}$ は2を越える極大値を示すにもかかわらず、 γ 線探査での値は負の極値をとっている。また、 $\Delta^{222}\text{Rn} / \Delta^{220}\text{Rn}$ と $\Delta\text{Bi} / \Delta\text{Tl}$ の相関係数は0.08であり、これらは無相関に近い。

このように2つの測定法による値の相関性が小さい理由として、ラドン濃度と γ 線

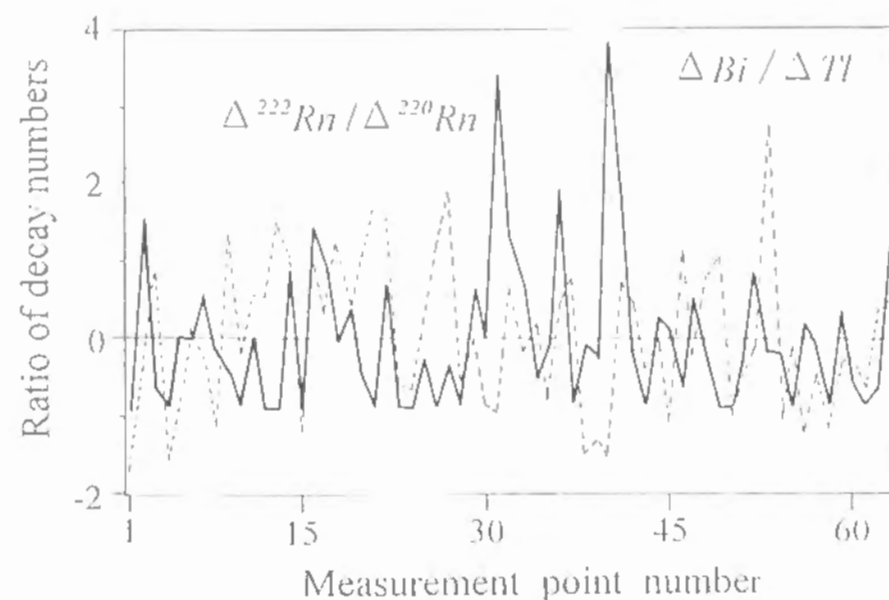


図4・21 ^{222}Rn と ^{220}Rn の壊変数の比 ($\Delta^{222}\text{Rn} / \Delta^{220}\text{Rn}$) , および ^{214}Bi と ^{208}Tl からの γ 線強度の比 ($\Delta \text{Bi} / \Delta \text{Tl}$) の比較 (熊入地区)

強度に関するメカニズムの相違が考えられる。すなわち、前述のようにラドン探査では深度1 m付近に濃集されたラドンを主に捉えているのに対し、 γ 線探査では地表面下のごく表層部の物質に測定値が支配されるからである。

4・4・3 ラドン濃度の異常地点の抽出

4・3・1での検討に基づけば、 T_c が同じ値でも $\Delta^{222}\text{Rn}$ の割合が高い測点ほど地下の断層との関連性が強いと推定される。それゆえ、各測点での T_c に対する $\Delta^{222}\text{Rn}$ の割合の大小を判定するために、各温泉地区で T_c と $\Delta^{222}\text{Rn}$ との相関性を検討した。

回帰分析の結果、 T_c と $\Delta^{222}\text{Rn}$ の相関係数は辰頭：0.90、植木：0.68、七城：0.68、宮原：0.62、菊池：0.54、熊入：0.53、菊鹿：0.89、平山：0.94、船小屋：0.70であり、比較的高い正の相関を示すことがわかった。辰頭と七城を例にとり、 T_c と $\Delta^{222}\text{Rn}$ との関係を図4・22に示す。図中の直線は回帰直線を表し、その傾きは温泉地区ごとに異なる。すなわち図4・19に示した温泉系列と対応して辰頭、菊鹿、平山での傾きが大きく、これらの地区では T_c に占める $\Delta^{222}\text{Rn}$ の割合が他と比べて高いので、ラドンガスのソース深度が相対的に深いこと、あるいは ^{222}Rn に対する親核種の濃集の程度が大きいことが推定される。

次に、各温泉地区で特に $\Delta^{222}\text{Rn}$ の割合が高いデータを異常値と呼び、これを回帰直線に T_c を代入して得られる $\Delta^{222}\text{Rn}$ に残差分散の平方根を加えた値よりも大きな値を示すデータとして定義した。それらは図4・22に示す点線の上側に位置するデータである。異常値をとる測点の位置を各地区で明らかにしたところ、明瞭な連続性はないが、方向性をもって分布しているように見える (図4・18)。すなわち、そのよう

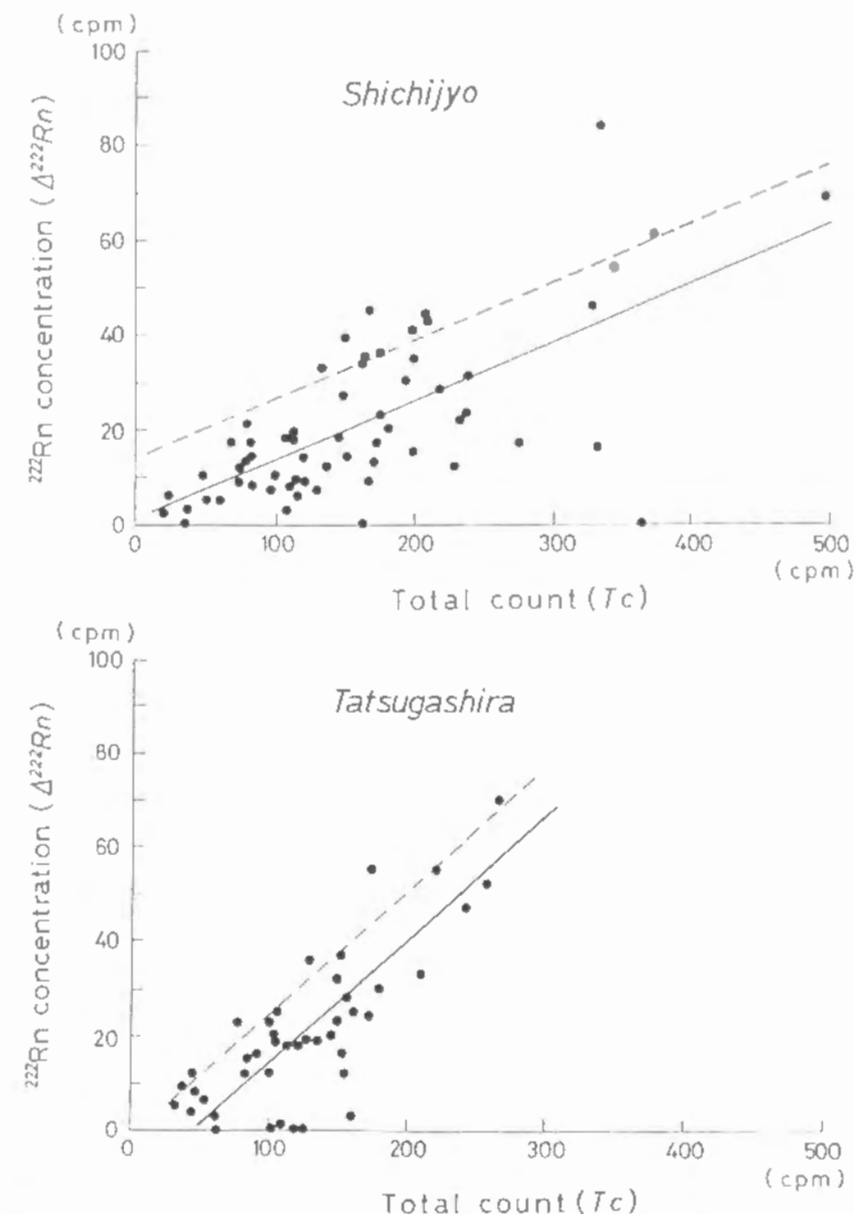


図4・22 トータルカウントと ^{222}Rn の壊変数との相関図 (辰頭・七城地区)

な測点は西北西-東南東方向 (辰頭・宮原)、北西-南東方向 (西合志・七城・平山・熊入・菊鹿) と概して北西側に分布する傾向にあるが、この要因を検討するために次節で傾向面解析の適用を試みる。

4・5 ラドン濃度の方向性の抽出

4・5・1 ^{222}Rn 濃度の分布に対する傾向面解析

ラドン濃度の測定データから地下に潜在する断層の方向を推定するためには、相対的に半減期の長い ^{222}Rn の濃度分布をまず明らかにし、この分布から濃度の差が小さい方向を求めるのが適切であると考えられる。なぜならば、断層の走向方向での 222

Rn濃度は似かより、それと直交する方向では濃度の分散が大きくなると判断されるからである。小池ほか(1993)は濃度の差が小さい方向を ^{222}Rn 濃度の方向と呼び、これを T_c に対する比を考慮した $\Delta^{222}\text{Rn}$ の分布から求め、図4・18に示す濃度異常地点がどの方向に連なる傾向にあるのかを定量化する手法について検討した。

T_c の分布と同様に、各温泉地区における $\Delta^{222}\text{Rn}$ の変化は滑らかでなく、分布傾向は把握し難い。その理由として、前述のように放射性壊変は本質的に確率的現象であること、あるいは表層地盤の含水状態などに表される測定条件が全測点にわたって一様でないことなどがあげられる。したがって、 $\Delta^{222}\text{Rn}$ の広域的な分布を議論するのに、測定データをそのまま用いるのは適当でない。

このような場合には3・4・1で述べた地下水位解析と同様に、測定データの概略的な分布傾向を表現するような2次元関数を求めるという傾向面解析が有効であると考えられる。 $\Delta^{222}\text{Rn}$ に対する傾向面にも式(3・4)の多項式を用い、式(3・5)の重み付き残差の2乗和を最小とするように係数を求める。ここで、ラドン濃度の日変化を示す図4・5より、 $\Delta^{222}\text{Rn}$ と $\Delta^{220}\text{Rn}$ の相関係数は0.53と得られ、2つの同位体の挙動にはある程度の正の相関性が認められる。この結果から、同一地点でのラドン濃度に変動はあってもラドンガスの組成(同位体の存在比)の変化は小さいと考えられるので、重み係数として T_c に対する $\Delta^{222}\text{Rn}$ の比を適用する。すなわち、その比が大きい測点はほど大きな重み係数をもつので、図4・18に示した異常値をとる測点の分布を強調する。本解析においてもAICの値に基づいて最適な傾向面の次数を判定する。

次に、最適な傾向面から ^{222}Rn 濃度の方向を求める手法について検討する。平面上で離散的に分布するデータから分散の小さい方向を求めるのに有効な手法として、2・3・1のバリオグラム $\gamma(h)$ があげられる。すなわち、 $\gamma(h)$ の計算に用いるデータの方向を限ることで、分散の最も小さい方向、言い換えれば値の連続した方向が評価できる。しかし、バリオグラムでそのような方向を詳細に求めるためには多くのデータを要し、またデータ値の分布が背斜・向斜のような単純な構造よりも複雑になると方向性は抽出され難くなる。

そこで、傾向面上の各測点における勾配の大きさは値の変化に対応することに注目した。勾配の大きさは方位ごとに異なる。つまり、測点 (x, y) で x 軸からの方位 θ における勾配の大きさは、1次微分係数

$$\left(\frac{df(x, y)}{ds} \right)_{\theta} = \left(\frac{\partial f(x, y)}{\partial x} \right) \cos \theta + \left(\frac{\partial f(x, y)}{\partial y} \right) \sin \theta \quad (4 \cdot 26)$$

の絶対値で表され、これは傾向面 $f(x, y)$ が多項式で与えられているので容易に求まる。

上式より全測点において方位 10° ごとに傾向面を微分した後に、同一の方位に対する1次微分係数の絶対値を加算した。その結果として得られた1次微分係数の絶対値の総和を表すダイアグラムで、それが最小となる方位が値の連続性の良い方向であると仮定する。

4・5・2 傾向面解析の妥当性の検証

上記の傾向面解析の妥当性をMogro-Campero and Fleischer (1977)によるデータの一部に基づいて検討する。彼らは地表面下100mの深度にウラン鉱床が分布するニューメキシコのThoreau地区を対象とし、冬季の2カ月間にわたって α トラック法により、地表面下60cmの深度に埋めた検知器内に到達する ^{222}Rn からの α 粒子数を測定した。ウラン鉱床の概形と44m間隔に設けた各測点での α 粒子数(／ $\text{mm}^2 \cdot 30$ 日)を図4・23に示す。測定値の平均は38(／ $\text{mm}^2 \cdot 30$ 日)、標準偏差は26(／ $\text{mm}^2 \cdot 30$ 日)である。解析領域の北部においてはウラン鉱床と測定値との対応は良く、鉱床近傍で測定値が高くなる傾向が把握できる。

^{220}Rn 濃度は測定されていないので、図4・23のデータに重み係数を1に統一する傾向面解析を適用した結果、各次数に対するAIC、および古くから当てはめの基準

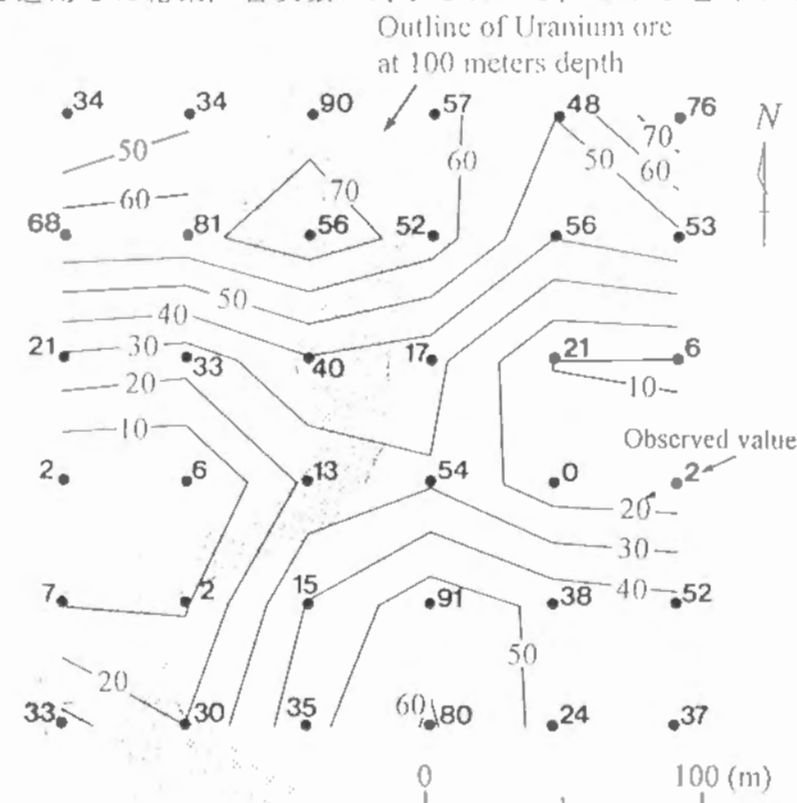


図4・23 ニューメキシコのThoreau地区において地表面下100mに分布するウラン鉱床の概形、各測点での α 粒子数(／ $\text{mm}^2 \cdot 30$ 日)、および4次の傾向面に基づく α 粒子数の等値線図(データはMogro-Campero and Fleischer (1977)の一部である)

表4・2 各次数の傾向面に対するA I Cと誤差分散の不偏推定量の値
(ニューメキシコのThoreau地区)

Degree of polynomial trend surface	0	1	2	3	4	5
Value of Akaike's Information Criterion	341	340	335	340	323	326
Unbiased estimator for variance of errors	695	646	519	551	323	350

として用いられている残差分散の不偏推定量 δ

$$\delta = \xi^2 / (n - p) \quad (4 \cdot 27)$$

の値は表4・2のように得られた。なお、上式で ξ は傾向面に対するデータの残差、 n はデータ数、 p はパラメータ数を表す。データ数は36個なので、3・4・1で述べた基準より5次の傾向面までを対象とした。表4・2より傾向面の最適次数は4次であるといえ、これに基づく等値線図と各方位での傾斜の大きさを表すダイアグラムはそれぞれ図4・23、図4・24のようになる。傾斜が最小である方向、すなわちラドン濃度の連続性の良い方向はN5°Wであり、これはウラン鉱床の平均的な走向に概ね対応する。

本研究で対象とするのは断層であり、ウラン鉱床よりもラドンの供給能力は劣るものの、これもラドンのソース（供給源）とみなすことができる。よって、地下に連続性の良いラドンのソースが存在する場合、地表面近くで観測されるラドン濃度の分布はその構造を反映し、データの傾向面解析によってソースの軸の方向を明らかにすることが可能であるといえる。

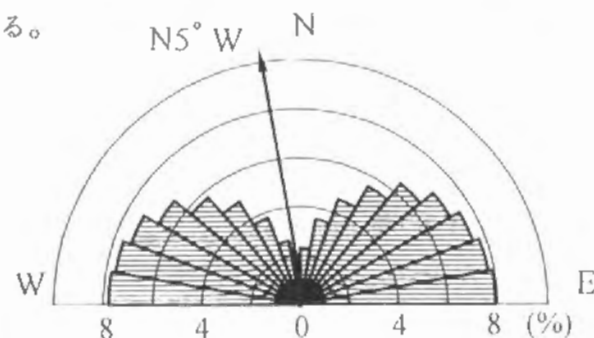


図4・24 各方位での傾斜の大きさを表すダイアグラム

4・5・3 領域分割へのバリオグラムの適用とラドン濃度の方向性

各温泉地区における ^{222}Rn の壊変数のデータに対し、前述の傾向面解析を適用したところ、辰頭・七城では4次、宮原では2次の傾向面でA I Cが最小となったが、他の7地区については傾向面の次数の増加とともにA I Cの値は増加した。すなわち、対数で表した残差の減少量よりもパラメータ数の増加量の方が大きい。一般にパラメ

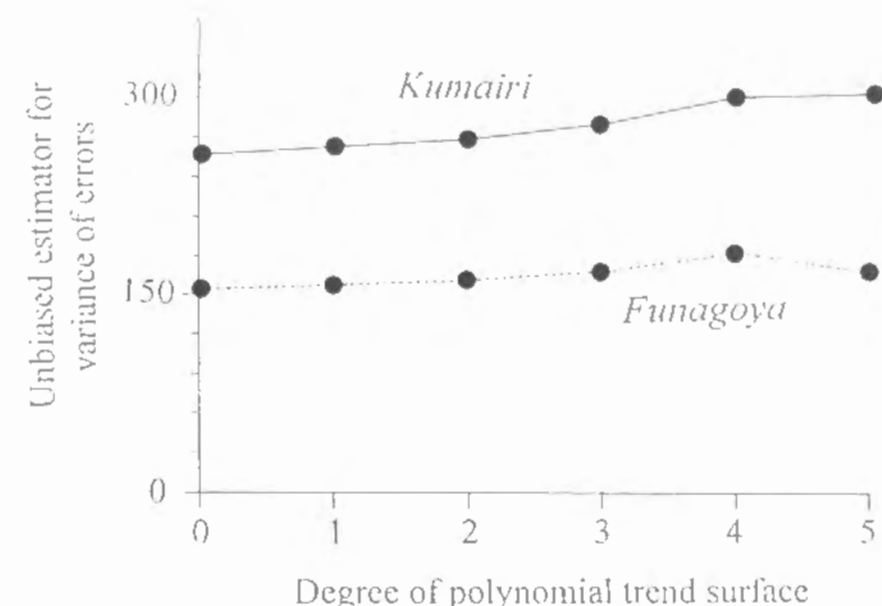


図4・25 傾向面の次数と誤差分散の不偏推定量との関係（熊入・船小屋地区）

ータ数が増加すると誤差分散の不偏推定量 δ は減少し、ほぼ一定の値に収束することが知られている。この δ によってもA I Cと同様の傾向が得られるのかを、熊入と船小屋を対象に検証した。その結果は図4・25に示すようであり、いずれもA I Cの値と同様に傾向面の次数、すなわちパラメータ数が増加しても δ の値は減少しない。

これらの結果より、測定データを1つの傾向面に当てはめるのは妥当でなく、 ^{222}Rn 濃度の分布を適切に表現するためには、何らかの基準で領域を分割する必要があるといえる。ここに、データの空間的分布則を表すバリオグラムの適用を試みる。すなわち、「データの空間的相関性がみられる範囲を1つの領域とする」という領域分割の基本原則を設定した。

バリオグラム $\gamma(h)$ は式(2・10)に示すように、距離 h にある2つの地点におけるデータ値の分散を表す。解析の一例として、熊入地区での ^{222}Rn 濃度の分布に対するバリオグラムを図4・26に示す。距離 $h = 300$ (m) よりも小さい範囲において $\gamma(h)$ は増加傾向にあり、この範囲のデータには図2・2の球モデルを当てはめても妥当であるとみなせる。なお、 $h = 300$ (m) 以上になると $\gamma(h)$ が減少するのは、データの組数が少なくなるためである。よって、データ間の相関性がなくなる距離であるレンジは、熊入地区においては300mであると評価できる。このレンジの大きさを目安とし、データ数がほぼ均等になるように領域を分割した後に(図4・28)、各領域内のデータに対する最適な傾向面をA I Cの値に基づいて求めた。分割せずに1次の傾向面を当てはめた場合のA I Cの値は534であり、これよりも各小領域ごとの最適な傾向面に対するA I Cの総和は522と小さく、測定データへの当てはめの良さは向上したといえる。

他の温泉地区に対するバリオグラムについても熊入と同様に球モデルに適合すると

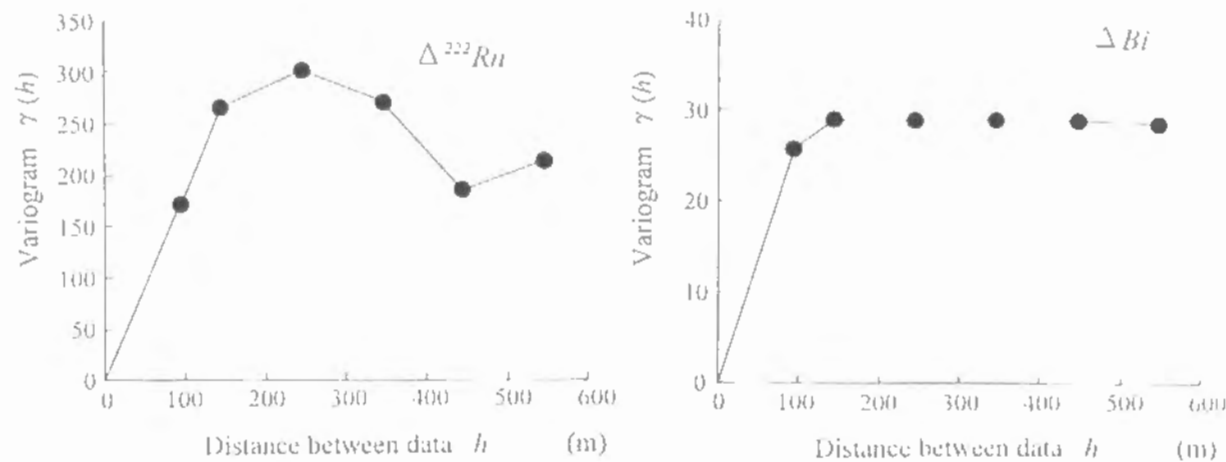


図4・26 ^{222}Rn の壊変数の分布に対する
バリオグラム（熊入地区）

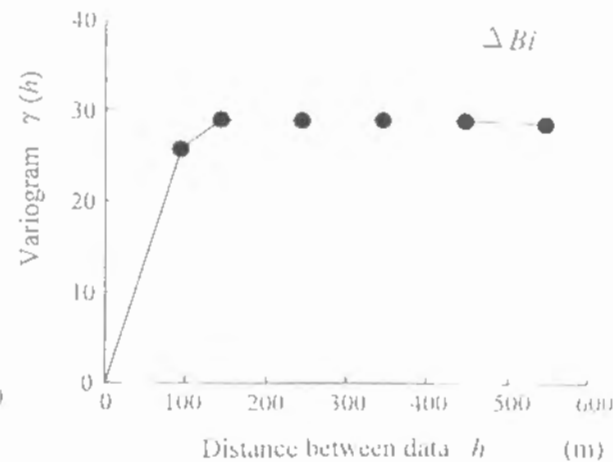


図4・27 γ 線強度の1つである ΔBi の
分布に対するバリオグラム（熊入地区）

みなし、図4・28に示すように領域の分割を行ったところ、菊池・船小屋地区以外は各小領域に対するAICの和は分割以前のAICよりも小さくなった。両地区のデータには、道路などの測定不能の領域が広い面積を占めるという測点の配置の影響が及んでいるが、各小領域に対するAICの値はほぼ同じであるので、やはり分割した方が妥当であると考えられる。なお、測点数が少なく、しかも測点の分布が特に不規則である平山に対しては領域の分割は行っていない。

一方、熊入地区においてウラン系列からの γ 線である ΔBi のバリオグラムを求めると図4・27のようで、 $\gamma(h)$ は距離によらずほぼ一定の値をとっており、 ^{222}Rn の濃度分布とは異なる傾向を示しているのが明らかである。これは ΔBi のデータには空間的な相関性がないことを意味する。ゆえに、 γ 線強度から地下の断層と関連した方向性を求めるのは適切でないと考えられる。

各温泉地区に対する傾向面に基づいた ^{222}Rn 濃度の等値線と各方位での勾配の大きさを表すダイアグラムを図4・28に示すが、傾向面の次数が高い辰頭・七城、および領域分割を実施した地区においても勾配が最小となる方位は容易に識別できる。ただし、菊池と菊鹿では各方位における値の差は少ないものの、相対的に北西側の勾配が共通して小さい。これらの ^{222}Rn 濃度の方向をまとめると図4・29のようになり、船小屋以外の9地区では北北西-南南東～西北西-東南東の北西側に集中し、温泉分布の方向と調和していることがわかる。

4・6 ラドン濃度の方向性に関する考察

4・6・1 重力異常から推定される地下構造

日本列島の重力異常の特徴は、河野・古瀬（1989）により100万分の1縮尺で明ら

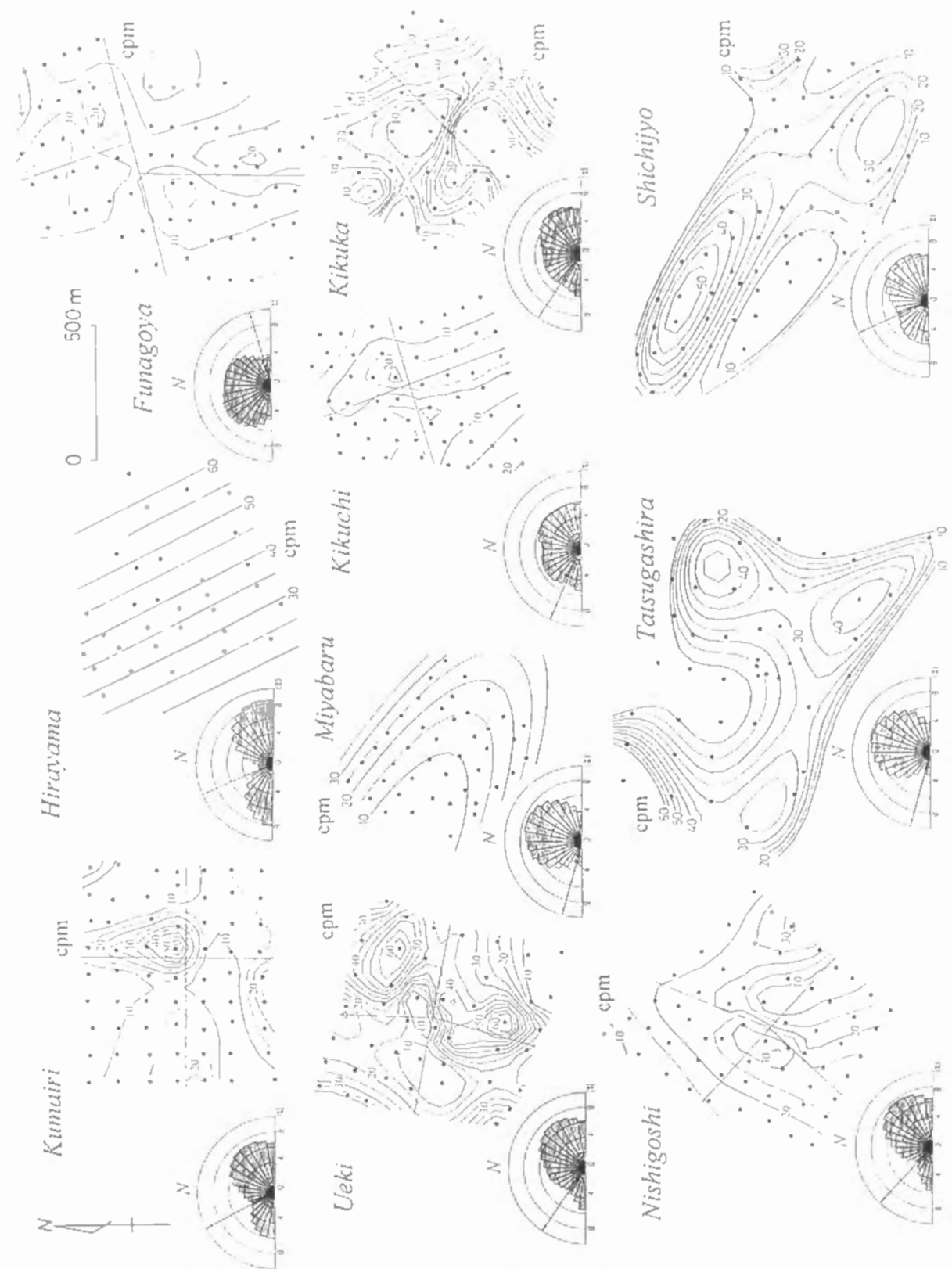


図4・28 傾向面解析に基づく ^{222}Rn の壊変数の等値線図、および各方位において
一次微分係数の絶対値の総和を表すダイアグラム（●は測点の位置、矢印
は最小値をとる方位を表す）

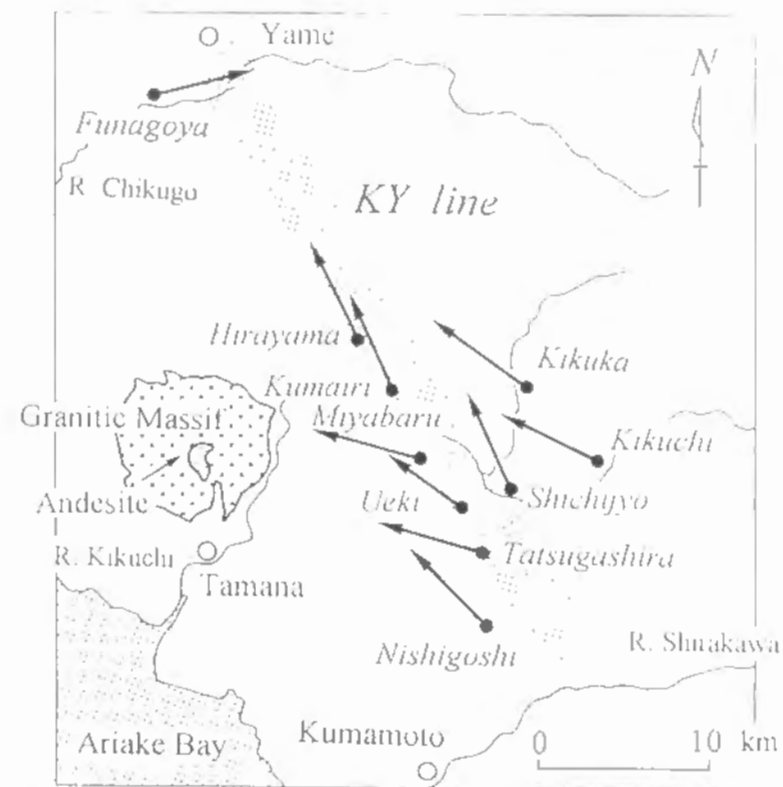


図4・29 傾向面解析に基づく ^{222}Rn 濃度の連続性の良い方向

かにされている。この重力異常図に基づき、対象地区とその周辺部における概略的な地下構造を推定する。

対象地区とその周辺部における36km四方の領域での重力異常を鳥瞰図で表すと図4・30のようになる。対象地区は正の重力異常にあり、その値は西から東にかけて漸次低くなる傾向にあるが、詳細にみると周囲に比べて重力異常の小さな部分が北西-南東方向に連続しているのが認められる。この部分では、1885年から1988年の間に震源

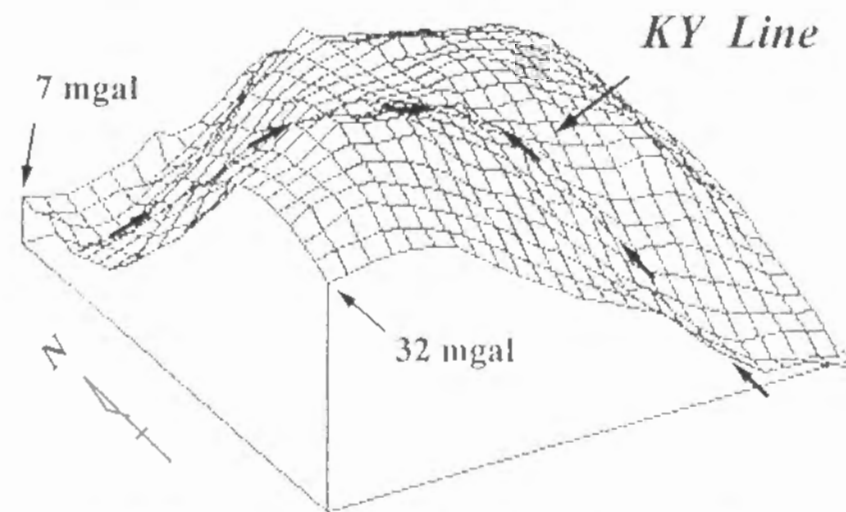


図4・30 河野・古瀬(1989)に基づく温泉地区とその周辺での重力異常(単位格子の大きさは1.5km四方)

深さ30km以浅でマグニチュード3以上の地震が30以上観測されている。ゆえに、重力異常の低下部の連続性は断層破砕帯の存在を表すと考えられ、これを熊本-八女構造線、略してKYラインと呼ぶことにする。KYラインの位置を図3・29上に表すと、菊池と菊鹿を除いた8つの温泉地区はほぼKYライン上に位置しており、しかも船小屋以外は ^{222}Rn 濃度の方向がKYラインの方向と対応しているのがわかる。よって、各温泉は同一の断層破砕帯に属していると推定される。

次に、重力異常が表すような構造をもった岩種の推定を試みる。温泉の湧出と密接に関連する岩石、すなわち温泉母岩は、温泉地区の地表でみられる岩石とは必ずしも一致しないので(湯原・瀬野, 1969)、温泉水の溶存成分の種類とその濃度を求める定量分析によって岩種の推定が可能となる。そこで、各温泉から500mlの温泉水を採取し、 Na^+ 、 Mg^{2+} 、 K^+ 、 Ca^{2+} の陽イオンと HCO_3^- 、 F^- 、 SO_4^{2-} 、 Cl^- の陰イオンの濃度を原子吸光光度計によって明らかにした。8種類の成分の総濃度で各成分を基準化すると、図4・31のようになる。いずれの温泉でも HCO_3^- の割合が51%以上と特に大きく、次いで Na^+ の割合が14~34%を占めるという類似した傾向が認められる。その他の成分については顕著な特徴はない。また、pHは7.5~9.5の範囲にあり、弱アルカリ性~アルカリ性に属する。ただし、船小屋で最も濃度が高い成分は SO_4^{2-} であり、pHも5.6と弱酸性を表すので、 ^{222}Rn 濃度の方向性と同様に温泉水の

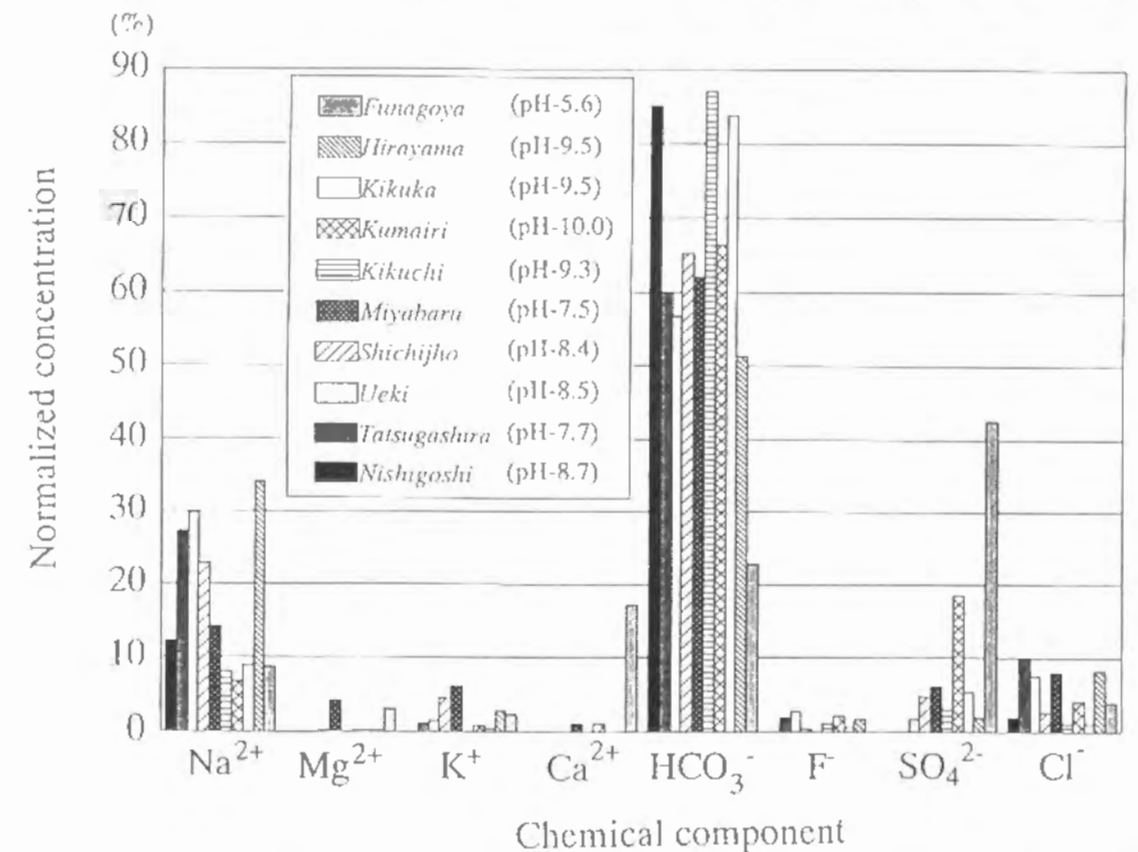


図4・31 各温泉水における8種類の化学成分の総濃度に対する各成分の濃度の割合

成分についても明らかに他の温泉とは傾向を異にしている。

このように SO_4^{2-} の濃度が低く、 HCO_3^- と Na^+ によって溶存成分が特徴付けられ、しかも弱アルカリ性に属する温泉水は一般に花崗岩と密接に関連すると考えられている。実際、平山温泉の泉源付近に花崗岩の露頭が確認されている。したがって、船小屋を除く解析対象の温泉に対する湧出母岩はいずれも花崗岩で、地下深部に花崗岩体の広がりが見られる。

4・6・2 花崗岩体における節理・リニアメントの分布とその地質構造的意義

解析対象地区の約10km西方には、東西約10km・南北約8kmの広がりをもつ岩株状の花崗岩体（玉名花崗岩体）が分布し（図4・29）、これは4・6・1で推測した花崗岩体の一部が露出したものと考えられる。小池ほか（1989）は、この岩体を対象とした地表踏査から節理の方位分布、縮尺1/20,000の空中写真判読とランドサットTM画像の数値フィルター処理からリニアメントの方位分布を求めた。ランドサットTM画像を図4・32に示すが、その解像度は約30mと空中写真に比べて粗く、画像からは空中写真判読によるリニアメントよりも規模の大きいものが抽出されやすい。TM画像の目視判断によるリニアメント抽出の基準として、武田・今村（1976）が指摘するように、直線的な谷や斜面の傾斜変換点の連続性に表される地形的な特徴を用いた。

その結果、940個の節理の走向とリニアメントの方向の頻度を表すダイアグラム、および空中写真判読によるリニアメントの分布状態は図4・33のように求められた。これらのダイアグラムによれば、地質構造要素の規模が大きく異なっているにもかかわらずN30°

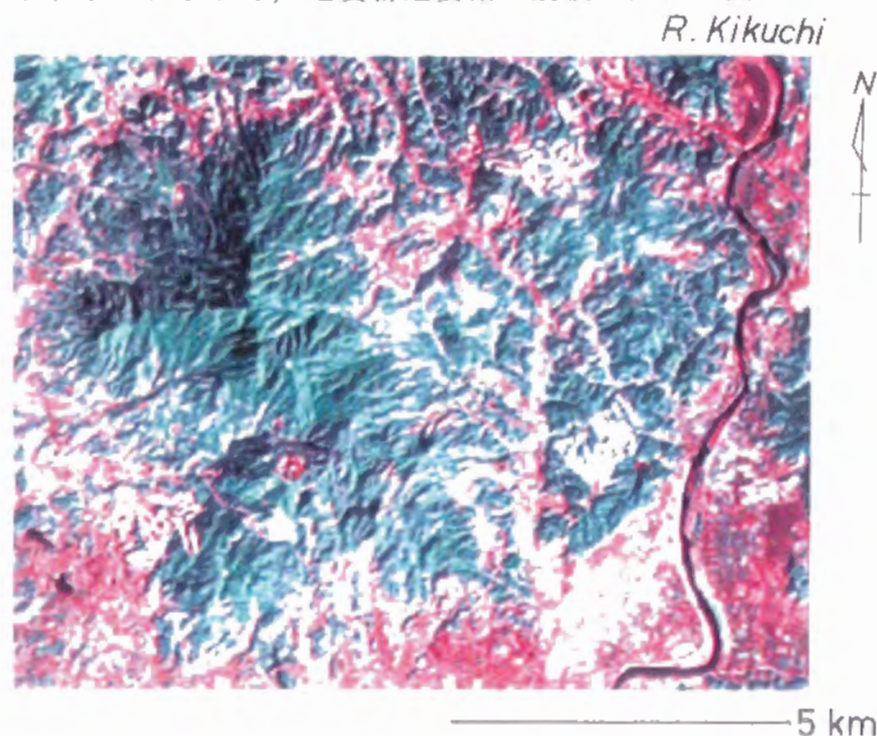


図4・32 玉名花崗岩体付近のランドサットTMのフォールスカラー合成画像

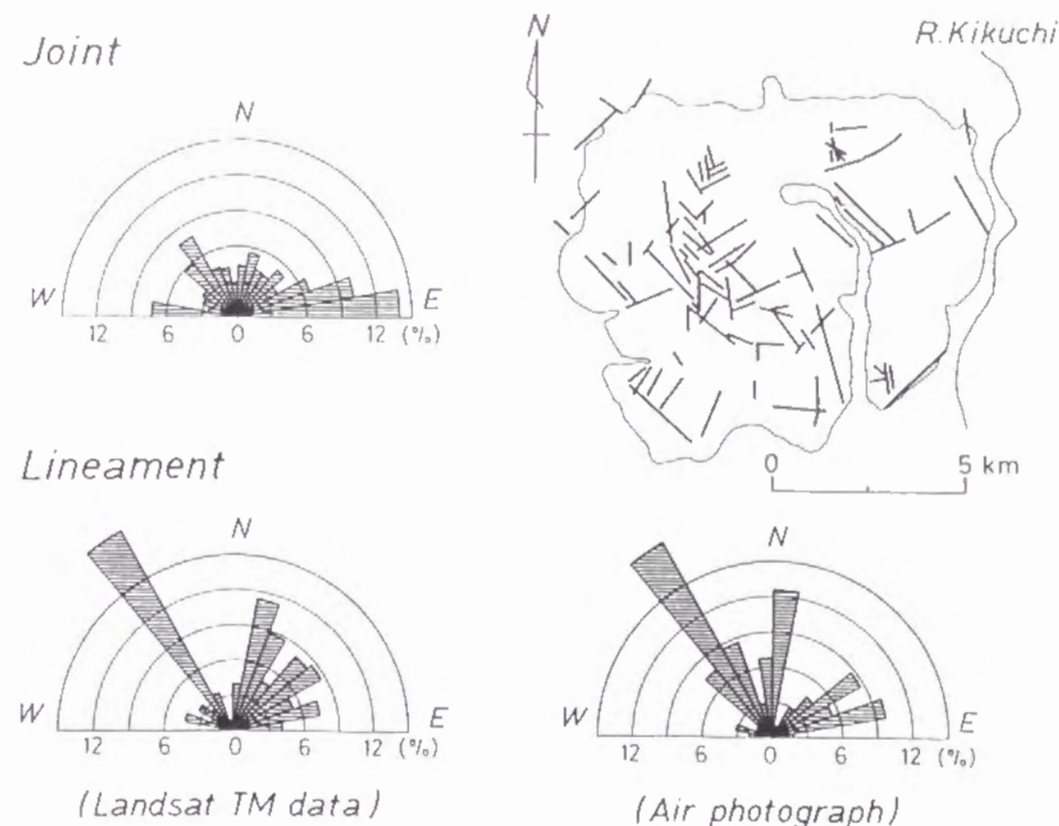


図4・33 空中写真判読から抽出された玉名花崗岩体でのリニアメントの分布、および空中写真判読、ランドサットTM画像の画像処理によるリニアメントと節理の方向別出現頻度の比較

～40°W方向において出現頻度の高まりが共通して認められる。

さて、当岩体の中央部（図4・29）には第四紀の小規模な輝石安山岩が貫入しており、その形態は地表踏査によって溶岩流状であることが判明した。安山岩の貫入位置は断層系の存在に規制されたものと推測される。実際、この安山岩周辺に上記の卓越方向と調和する4本のリニアメントが抽出されている（図4・34）。しかしながら、必ずしもリニアメントが地下の断層系と対応するとは限らない（木村，1981）。そこで、ランドサットTM画像に現れ、岩体の中で最も連続性の良いリニアメント（L1）、および空中写真判読によるリニアメント（L2，L3，L4）を対象とし、これらとほぼ直交する方向に測線を取り（図4・34）、ラドン濃度を測定した。

測定の結果を表す図4・35から、測線Aでは $\Delta^{222}\text{Rn}$ の変化は小さいが、L1およびL4のリニアメントと交差する測点での T_c は比較的高い値となっている。測線Bでは測線Aと同様にL1と交差する測点付近での T_c 、さらに $\Delta^{222}\text{Rn}$ も高い値を示している。また、測線CではL2とL3、測線DではL3のリニアメントと交差する測点における T_c と $\Delta^{222}\text{Rn}$ の値はピークを示し、特にラドン濃度とリニアメントの位置との対応は良い。したがって、北西-南東方向のリニアメントは単なる浸食地形ではなく、ラドンガスが上昇するための通路となり得る破碎帯であると考えられる。しか

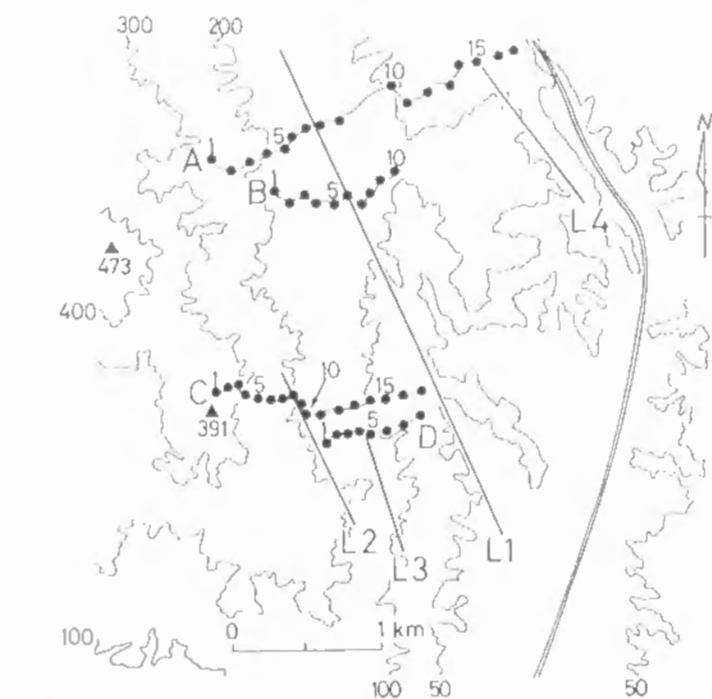


図4・34 玉名花崗岩体の中央部に分布する4本のリニアメントとそれらに直交するラドン濃度測定のための測線（各測線での数字は測点番号を表す）

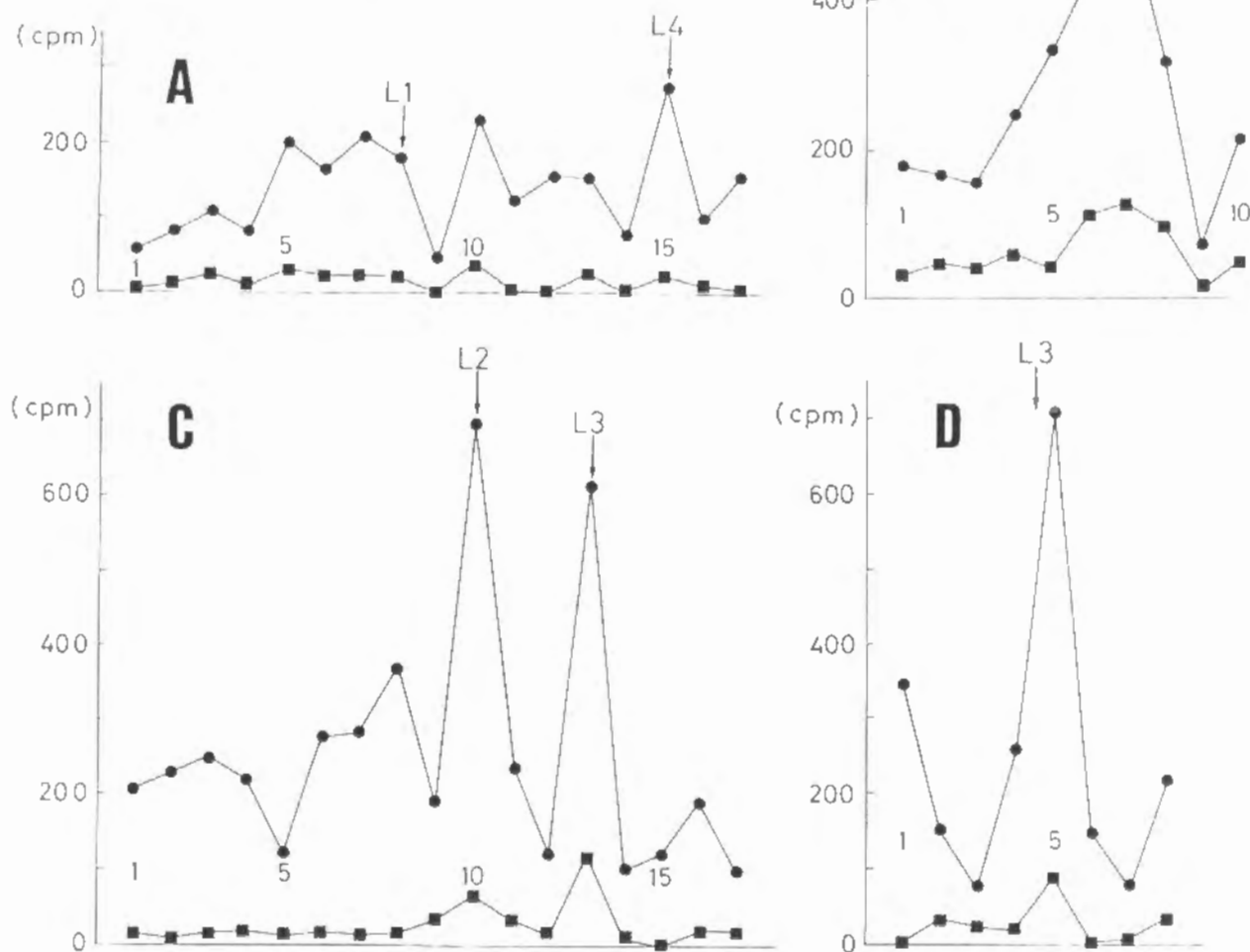


図4・35 各測線でのラドン濃度の変化（●：トータルカウント，■： ^{222}Rn の壊変数，矢印はL1～L4のリニアメントと測線との交点の位置，数字は測点番号を表す）

も、節理とリニアメントの卓越方向は対象とした温泉地区の分布の方向と調和的であり、傾向面解析に基づく ^{222}Rn 濃度の方向とも良い対応を示している（図4・29）。

4・6・3 対象地区周辺における広域的な断裂系の特徴

対象温泉地区の東部から阿蘇外輪山にかけての地域には、三郡変成帯に属する中・古生代の角閃岩・泥質変岩、新第三紀の変朽安山岩・凝灰角礫岩、および第四紀の阿蘇溶結凝灰岩など様々な時代の地質からなる山地が分布している（九州土木地質図編纂委員会，1986）。その最高高度は1000m程度であるので、地形的には比較的なだらかなのである。4・6・2での解析によって、リニアメントは地下の断裂を反映していることがわかった。そこで、対象地区東部の1950km²の地域に対してのリニアメント解析によって、広域的な断裂系の特徴を明らかにする。

まず、1/20,000縮尺と1/10,000縮尺のモノクロの空中写真400枚を用い、それらの立体視によってリニアメントを抽出した。抽出は、主として直線的な谷と斜面の傾斜変換点の連続性という地形的特徴に基づき、リニアメントの総数は約700本である。その分布状態と、各方位での出現頻度を表すダイアグラムを図4・36に示す。図より東北東－西南西と北西－南東方向の2系統のリニアメントが卓越しているのがわかり、これらは地質によらず万遍なく発達している。前者のリニアメントは対象地域を含む九州中部における活断層の方向と調和し、当地域を特徴付ける断裂系として従来より知られているものである（九州活構造研究会，1989）。一方、後者は玉名花崗岩体中

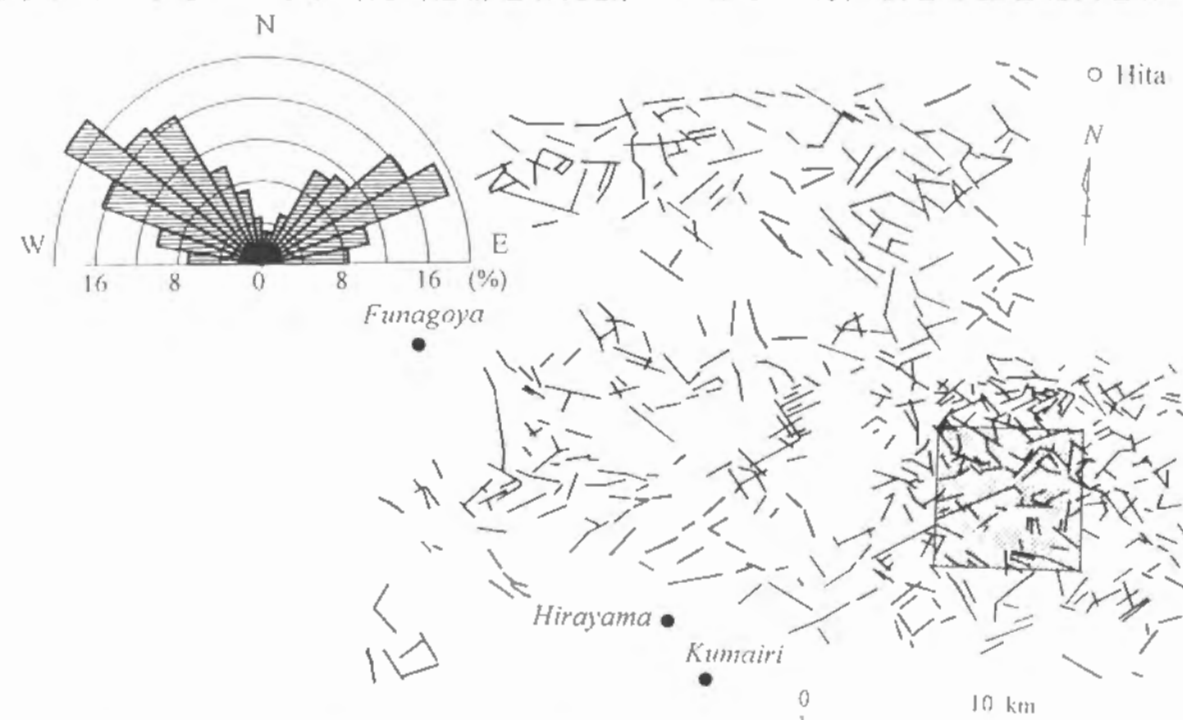


図4・36 対象温泉地区東部の山地におけるリニアメントの分布とその走向ダイアグラム（枠は図4・39に示すリニアメント自動抽出の対象範囲を表す）

の節理とリニアメント、 ^{222}Rn 濃度、温泉の分布、およびK Yラインの方向と調和し、リニアメントを判読した地域でこの方向の断層破碎帯の露頭も多く観察され(写真4・3)、数mの幅を有する破碎帯には断層の動きを示す条線が見出されている(写真4・4)。このように明瞭な特徴を北西-南東方向の断裂系はもつにもかかわらず、人工衛星画像上では顕著ではなく、熱水性資源探査における重要性が指摘されていない。この原因について、以下で考察する。



写真4・3 走向N32°W・傾斜82°SW、幅2mの断層破碎帯



写真4・4 岩盤との境界部に見られる鏡肌と条線

日本でランドサット画像が撮影されるのは午前9～10時頃であり、この時刻での太陽照射方向は季節に関わりなく北西-南東である。高さの情報をもたない人工衛星画像上で、リニアメント抽出の主な基準となる地形は直線的な谷である。しかし、一般に太陽照射方向に平行する谷地形はその陰影の差が小さいので、直交する方向よりも見えにくい。この傾向を実証するために、国土数値情報を用いた数値地形モデル(DEM)によって人工衛星画像をシミュレートする。

国土数値情報は、7.5"緯度間隔・11.25"経度間隔での標高データから構成されており、これから格子間隔250mのDEMを作成する。まず、標高データの座標をUTM座標系に変換するが、変換された座標は各格子点の座標と一致しないので、式(2・1)に示す距離の重み付き移動平均法によって格子点付近の標高データから格子データを補間する。次に、格子の中心に4隅の標高の平均を与え、格子を4つの三角柱に分割し、各表面の法線ベクトルを合成する。これを \boldsymbol{v} と表し、 \boldsymbol{v} と太陽照射方位の

単位ベクトル \boldsymbol{e} との内積に基づいて、各格子に対する反射強度 R を定義する。

$$R = C |\boldsymbol{v} \cdot \boldsymbol{e}|^2 \quad (4 \cdot 28)$$

ここで、 C の値は海域では0、陸域では1とする。式(4・28)によれば、任意の太陽照射方位に対応した反射強度の分布図が得られる。太陽照射の俯角を30°、その

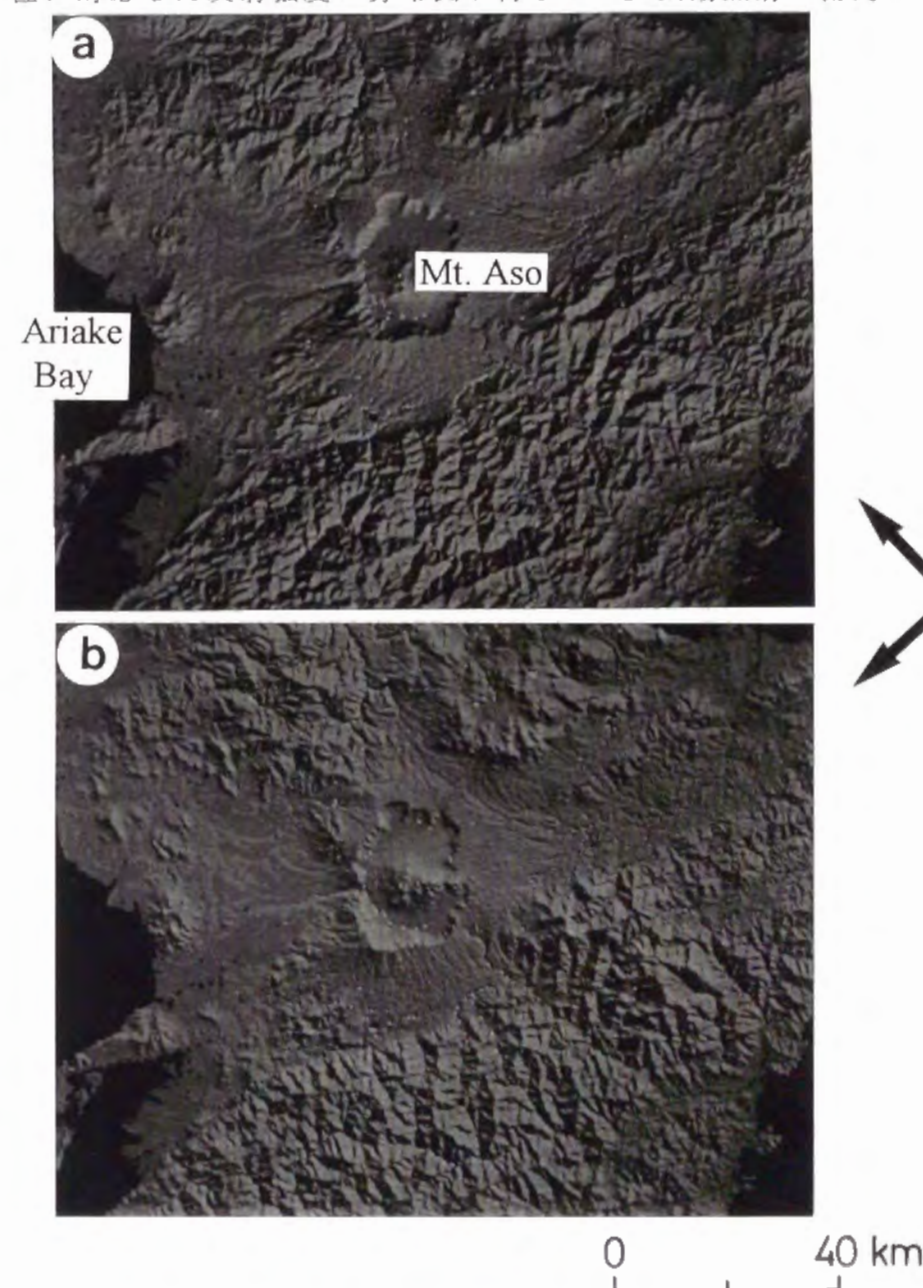


図4・37 九州中部の数値地形モデルに基づく反射強度分布図。北からの太陽照射方向と俯角は(a)(135°, 30°), (b)(45°, 30°)であり、(a)はランドサット画像撮影時の太陽照射方向に対応する。

方向を北から135°と設定した場合の九州中部に対する画像は図4・37(a)であり、これはランドサット画像撮影時の照射条件に対応する。この画像では東北東-西南西方向の谷地形が顕著である。しかし、照射方向が90°回転した画像(図4・37(b))には、(a)において明瞭でない北西-南東方向の連続性の良い谷地形が現れるようになる。この結果から谷地形の現れ方に対して太陽照射方向の影響が強いことが確かめられる。

このような太陽照射効果を考慮したリニアメント自動抽出法によって、前述の空中写真に基づくリニアメントの分布傾向がランドサットTM画像にも現れているかを、特にリニアメントが顕著であった9km四方の領域(図4・36)を対象に検討する。空中写真の判読結果には個人差があるので、図4・36に示すリニアメントの抽出結果を検査する意味において、この解析は重要であると考えられる。しかし、従来のリニアメント自動抽出法は、画像に数値微分フィルターをかけ、輝度レベルの変化量の大きい部分を抽出するのがほとんどであり(例えば佐藤・浦井(1988)など)、太陽照射方向(以下 s と略す)と陰の領域からのリニアメントの抽出精度が悪い点に問題がある。これに対して、小領域内で輝度レベルの連続した方向を見出し、それに直交する方向での輝度レベルの変化量に基づいてリニアメントを抽出するという手法を考案した。主に谷地形の追跡を目的とした本手法をSTA (Segment Tracing Algorithm) と称し(Koike, *et al.*, 掲載決定)、以下にその概要を述べる。

(Step 1) 画像中に11×11画素の微小な窓を設け、その中心点から16方向に11.25°($\pi/16$ radian)間隔で検索線を伸ばす(図4・38)。検索線と交差する11個の画素での輝度レベルを次式に代入し、中心点での輝度レベル Z_0 との偏差 ε を求める。

$$\varepsilon = \sum_{i=-5}^5 \omega_i (Z_0 - Z_i)^2, \quad \omega_i = \cos(i\pi/20) \quad (4 \cdot 29)$$

ただし、 ω_i は中心点に近い画素との輝度レベルの差を強調するための重み係数である。16方向に対する ε の中で最小値をとる方向を k_{min} と表し、これが輝度レベルの連続性の良い方向であると仮定する。

(Step 2) k_{min} と直交する方向(k_{max})における輝度レベルの変化の程度を、2次微分の2乗である λ_i の和 Λ によって表す。

$$\Lambda = \sum_{i=-4}^4 \lambda_i = \sum_{i=-4}^4 \{(Z_{i+1} - 2Z_i + Z_{i-1})^2 / Z_i\} \quad (4 \cdot 30)$$

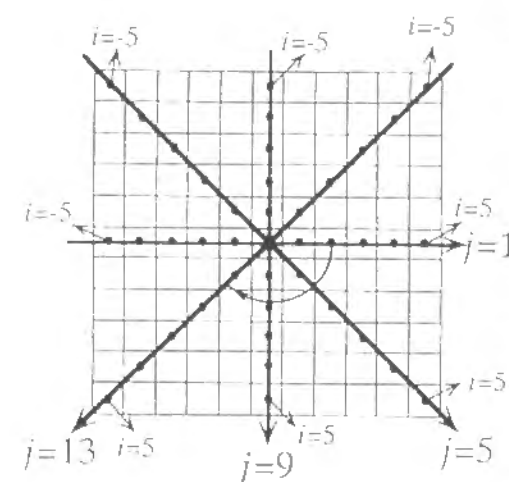


図4・38 11×11画素の中心点から16方向に11.25°間隔で設定する検索線

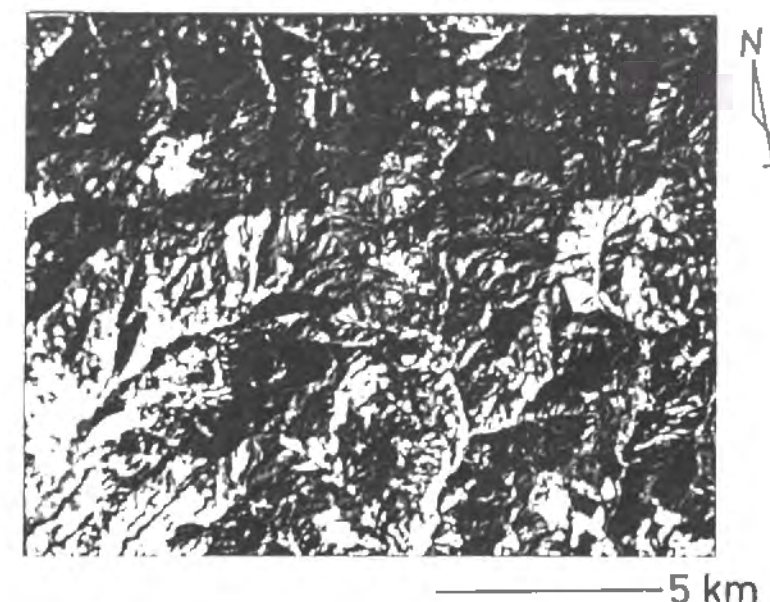


図4・39 リニアメント自動抽出の対象としたランドサットTMのバンド4画像(撮影時は1991年1月18日)

Λ の平均を m 、標準偏差を σ とし、しきい値 T を次のように設定する。

$$T = m + \mu \sigma, \quad \mu = \phi_1 \left[\frac{1}{1 + \sin \theta} - \frac{1}{2} \right] \quad (4 \cdot 31)$$

中心点($i=0$)における λ_0 が T よりも大きければ中心点を残す。ただし、 θ は s と k_{max} とのなす角で、 s に平行する谷が抽出されやすいようにしきい値を設定した。 ϕ_1 の値は5とおいた。

(Step 3) Step 2で残った点が谷部、あるいは尾根部に位置するのかを判定する。そのため、残った点に対する k_{max} の方向において、 $i=-5 \sim -1$ と $i=1 \sim 5$ の輝度レベル Z_i の和をそれぞれ τ_1 、 τ_2 と表す。 $\tau_1 < \tau_2$ ならばその点は尾根部に位置していると判定し、消去する。

(Step 4) Step 4は残った点同士を結ぶためのルーチンであり、 k_{min} ($1 \leq k_{min} \leq 16$)の方向をもつ線素と連結の対象となる線素の方向は $k_{min} \pm \pi/16$ である。すなわち、ある線素から $k_{min} \pm \pi/16$ の範囲内に連結の対象となる線素が存在し、その2点間の距離が次式の D 以下であれば2点をつなぐ。

$$D = \frac{\phi_2}{1 + \sin \theta} + \phi_3 \quad (4 \cdot 32)$$

ただし、 θ^* は s と $kmin$ とのなす角であり、 $\phi_2=4$ 、 $\phi_3=8$ とおいた。すなわち、 s に平行するほど離れた2点がつながるように設定した。
(Step 5) 同じ谷に沿って多くの線素が残ったならば、その谷は同様の方向をもち、互いに交差するいくつかの線素から構成されるようになる。Step 5では、そのような複雑な線素からなる谷や緩やかに曲がった谷を1本の直線に変換する。そのために、互いに交差した線素を1つの領域とみなし、領域の中心線を最小2乗法によって抽出する。

対象範囲では図4・39に示すバンド4の画像とDEMに基づく反射率との相関性が最も良いことが判明したので(Koike, *et al.*, 投稿中)、この画像にSTAを適用した結果、リニアメントの分布と方向の頻度分布は図4・40のように求められた。空中写真に比べると抽出数は多く、方向の分散は大きいが、これはランドサット画像の処理によれば短い谷も抽出され得るからである。しかし、これらの谷の方向は空中写真の判読結果と同様に北西-南東方向に卓越を有しているのがわかる。よって、玉名花崗岩体での節理とリニアメントの解析結果から示唆されたように、いずれの規模の断層系においても北西-南東方向が卓越することが確かめられたといえる。

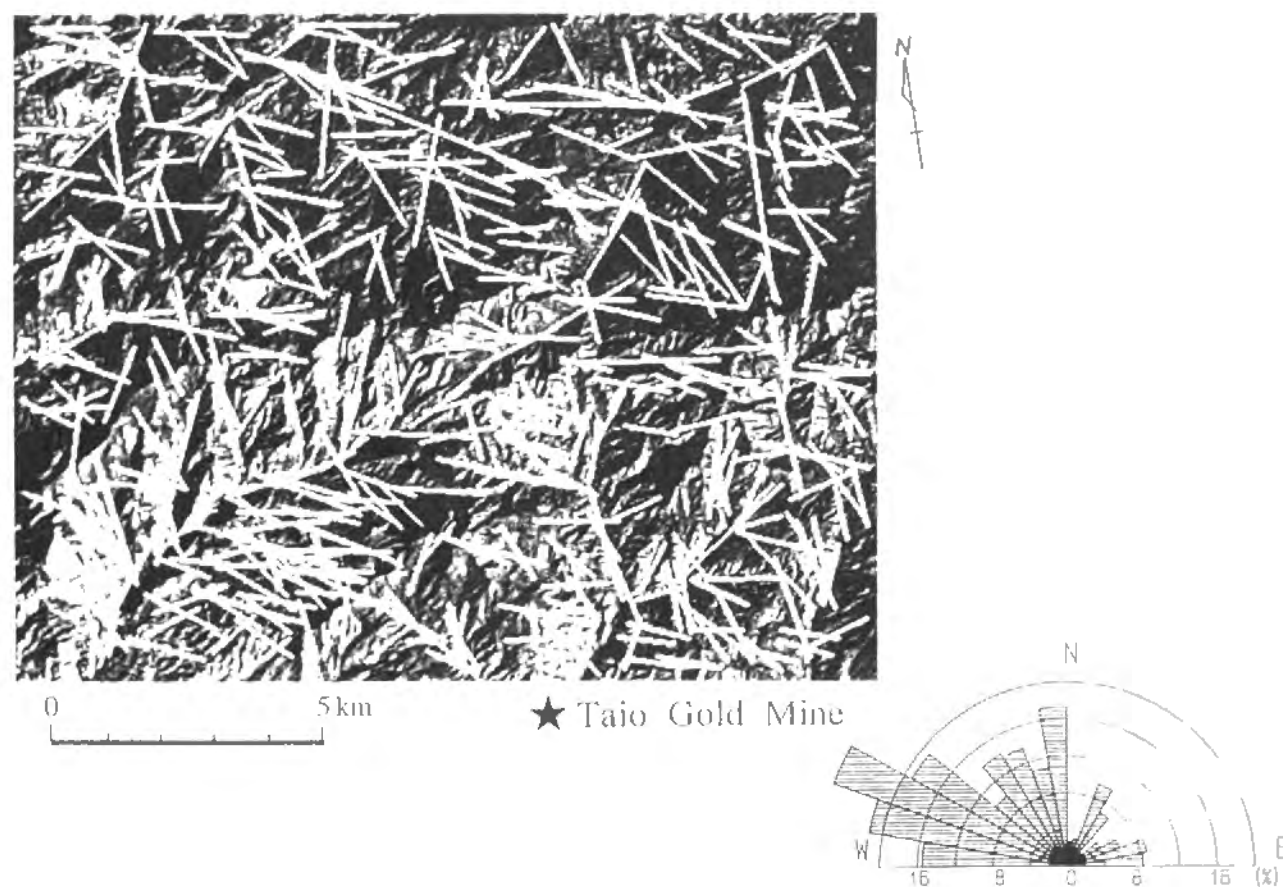


図4・40 線素追跡アルゴリズム(STA)によるリニアメントの抽出結果とその走向ダイアグラム

4・6・4 地表面下に分布する鍵層の構造

対象地区の深部に位置する基盤岩においても、空中写真や人工衛星画像上に現れたリニアメントと同様の卓越方向が推定でき、またこれと ^{222}Rn 濃度の方向性とが調和するので、地表下表層部の地質構造にもその方向性が現れていると予想できる。地盤表層部の地質構造は、第3章で述べたようにボーリングデータに基づく鍵層の解析によって明らかになる。そこで、西合志から熊入地区以南にかけての範囲で実施されたボーリングデータを収集し、鍵層の構造解析を試みた。

地質柱状図を検討したところ、3・7・5で述べた特徴をもつAso-1とAso-2の2層の阿蘇火砕流堆積物が対象範囲に広域的に分布することがわかったので、それらを鍵層とし、その上面の標高分布を最適化原理によってモデル化した。Aso-1、Aso-2が検索されたボーリング本数はそれぞれ41、56本であり、各層の上面の多くは地表面下50m以深に存在する。これらの不規則に分布する各鍵層上面の標高データを最適化原理によって補間した結果は、図4・41に示すとおりである。Aso-1、Aso-2ともに大略的には地表の形態と対応して、東から西に傾斜する構造を示している。その中でも旧河川の存在位置が認められ、西合志地区ではAso-1とAso-2の両方に北西-南東方向の谷構造が、七城と菊池の中間地区ではAso-2にその方向の谷構造が発達しており、また宮原地区ではAso-2に西北西-東南東方向に軸をもつ谷構造がみられる。データ数が多いので相対的に信頼性が高いと考えられるAso-2の結果に基づく、上記の地区における ^{222}Rn 濃度の方向はAso-2にみられる谷構造と調和している。しかも谷構造の方向はリニアメントの卓越方向とも対応するので、これらは断層谷である可能性

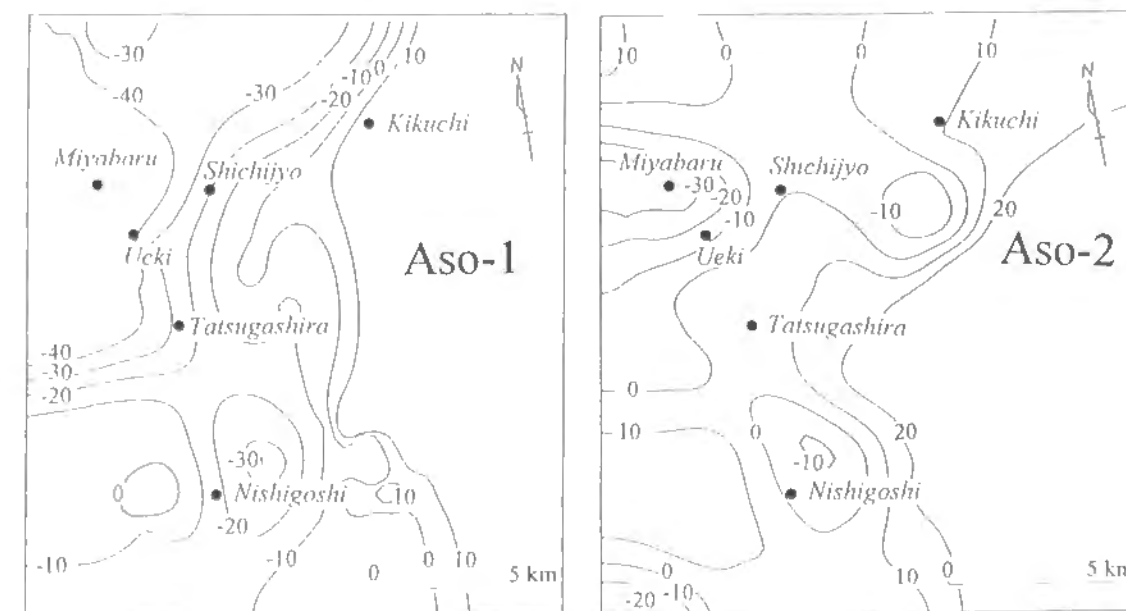


図4・41 温泉地区の地表面下に分布するAso-1とAso-2上面の等高線図

が高い。

以上の結果より、対象地区の地形は平坦であるが、地表面下に分布する約14万年前の新しい第四紀層の構造にも温泉の胚胎と関連が深い北西-南東方向の断層系の影響が現れていることが明らかになった。

4・6・5 数値シミュレーションによる断層の形態の推定

KYライン上に位置する七城地区での ^{222}Rn 濃度分布には特に方向性が顕著に現れており、等値線の形状は短軸に対する長軸の比が大きい楕円とみなせる(図4・28)。また、濃度分布は対称ではなく、等値線の間隔は北東側の方が密であり、これは濃度の変化が大きいことを意味する。このような濃度分布は断層の形態に特徴付けられたものと考えられるので、数値シミュレーションによって断層の形態の把握を試みた(Koike, et al., 1994)。ここに用いるのは3次元の有限差分法であり、定常状態でのラドンの移動を表す式(4・10)を差分化し、地盤表層部を格子に区切る。

鉛直上方をz軸方向とし、格子間隔を Δs 、ラドンのキャリアガスの速度を v 、その x 、 y 、 z 軸方向の成分を (v_x, v_y, v_z) とする。拡散はz軸方向のみに生じると考え、拡散係数を D とする。式(4・10)の差分化によると、格子点 (ix, iy, iz) でのラドン濃度 $N(ix, iy, iz)$ は次のように表される。

$$N(ix, iy, iz) = \left(\frac{2}{\Delta s^2} + \frac{v_x + v_y + v_z + \lambda}{D} \right)^{-1} \cdot \left\{ \frac{N(ix, iy, iz + \Delta s) + N(ix, iy, iz - \Delta s)}{\Delta s^2} + \frac{v_x}{D} N(ix - \Delta s, iy, iz) + \frac{v_y}{D} N(ix, iy - \Delta s, iz) + \frac{v_z}{D} N(ix, iy, iz - \Delta s) \right\} \quad (4 \cdot 33)$$

ただし、 λ は ^{222}Rn の壊変定数である。解析モデルには走向・傾斜、および幅をパラメータとする断層を組み込むが、断層部での拡散係数・ガスの速度を $D_1 \cdot v_1$ 、断層部以外でのそれらを $D_2 \cdot v_2$ と表す。断層との境界に位置する格子点での拡散係数 D^* 、ガスの速度 v^* は、それぞれ D_1 と D_2 、 v_1 と v_2 の調和平均で与える。すなわち、

$$\left. \begin{aligned} D^* &= 2D_1D_2 / (D_1 + D_2) \\ v^* &= 2v_1v_2 / (v_1 + v_2) \end{aligned} \right\} \quad (4 \cdot 34)$$

境界条件として、解析モデルの下底面におけるラドン濃度を1、それ以外の境界部でのラドン濃度を0と固定した。 x 、 y 、 z 軸方向の格子数はそれぞれ80、80、20で

ある。また、ガスは断層に沿って上昇すると仮定した。すなわち、ガスの速度 v は同じでも断層の走向・傾斜によって (v_x, v_y, v_z) は異なる。

種々の断層モデルに対して地表でのラドン濃度の分布をシミュレートしたところ、図4・42に示すように走向N60°Wで傾斜70°NEと60°NEの2つの断層を設定し、 $D_1 = 5 \times 10^{-4} (\text{cm}^2/\text{sec})$ 、 $v_1 = 3 \times 10^{-3} (\text{cm}/\text{sec})$ 、および $D_2 = 4 \times 10^{-4} (\text{cm}^2/\text{sec})$ 、 $v_2 = 6 \times 10^{-4} (\text{cm}/\text{sec})$ とすれば測定結果と同様のパターンが得られることがわかった。断層の形態は板状であり、ラドン濃度が高い方のモデルにおいて水平面での辺の長さは走向方向に6、それに直交する方向に1の割合である。

以上の解析結果より、温泉の胚胎と関連の深い北西-南東方向の断層は北東側に傾斜した板状の形態を有すると推定できる。

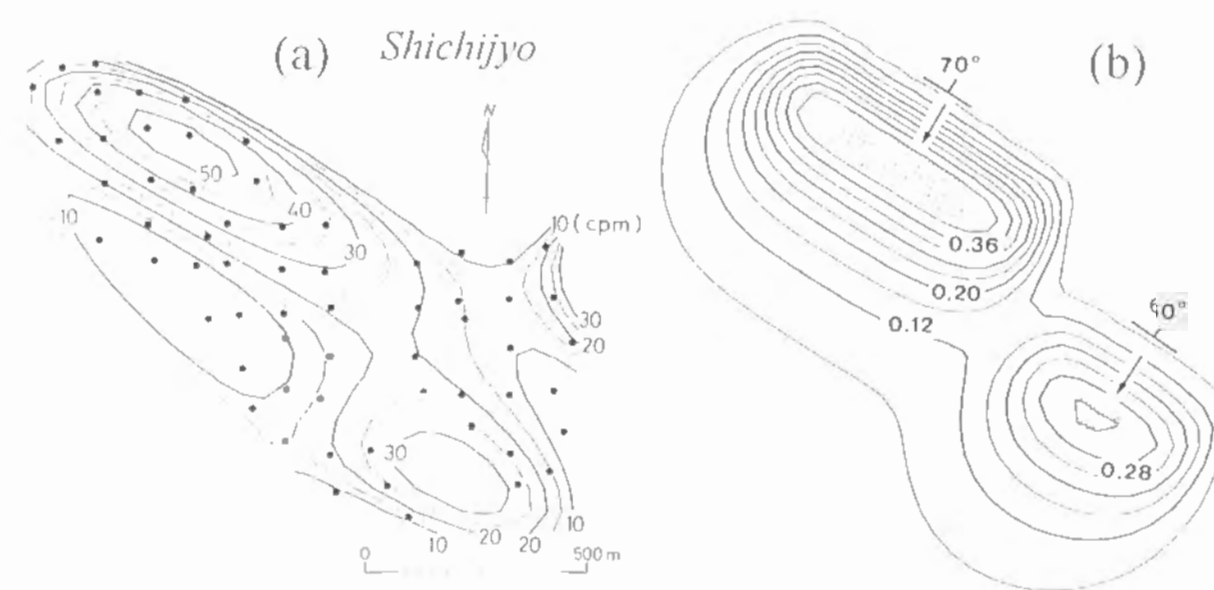


図4・42 (a)七城地区での傾向面解析に基づく ^{222}Rn の壊変数の等値線図、および(b)断層を組み込んだラドンの移動に関する数値シミュレーションによるラドン濃度の分布パターンの比較

4・7 結言

本章では、まずラドン濃度とγ線強度に影響を及ぼす2、3の要因に関して理論的・実験的な検討を行い、いずれの手法が地下に潜在する断層の抽出に有効であるのかを議論した。次に、断層地形がみられない熊本県北部の温泉地区を対象として、広域的にラドン濃度測定を行い、異常値をとる測点の分布とラドン濃度の方向性を明らかにするための数理地質学的手法を提案した。この手法によるラドン濃度の方向の妥当

性を、周囲の地質構造や地表面下に分布する鍵層の構造との比較から検証した。本研究の成果を要約すると以下のとおりである。

(1) 拡散方程式に基づき、垂直上方方向に対するラドン濃度の減衰を解析したところ、ラドンのキャリアガスの速度がラドン濃度に及ぼす影響が強いこと、および ^{220}Rn のソースは地表面下のごく浅部に限られるのがわかった。また、キャリアガスの速度が小さい地盤では、ラドンに対する親核種の濃集の程度がラドン濃度に及ぼす影響が大きいと推測した。

(2) γ 線強度に関する基礎実験から、環境 γ 線の影響が大きいこと、および γ 線強度の影響深度が地表面下40cm以浅の領域であることがわかった。また、 γ 線強度とリニアメントとの対応は明確でなく、データの値に空間的な相関性はみられないので、地下断層の抽出にはラドン濃度の方が有効であることを示した。

(3) 熊本県北部に分布する西合志、辰頭、植木、七城、宮原、菊池、菊鹿、熊入、平山、船小屋の温泉地区を対象とし、各温泉の泉源の周囲ではほぼ格子状の測点を設けてラドン濃度測定を行った。全壊変数と ^{222}Rn の壊変数とに正の相関関係を見出し、それらの回帰分析からラドン濃度が異常値をとる測点の分布を明らかにした。

(4) ^{222}Rn の壊変数に関する分布モデルの作成に、全壊変数に対する ^{222}Rn の壊変数の割合を重みとした傾向面解析の適用を試みた。対象地区全体を1つの傾向面に当てはめるのが適切でない場合には、バリオグラムによって領域を分割した。各温泉地区に対する最適な傾向面をAICの値から求め、その微分によって ^{222}Rn 濃度の連続性の良い方向を明らかにしたところ、それは船小屋での東北東-西南西を除いて北北西-南南東-西北西-東南東方向の北西側に集中し、概ね温泉群の分布方向と調和した。

(5) 各温泉水に対する8種類の化学成分の濃度分布とpHから、船小屋を除く温泉の湧出母岩は花崗岩であると推定した。対象地区西部の花崗岩体において節理とリニアメントを調査した結果、卓越方向の1つは北西-南東方向であり、この方向のリニアメント付近でラドン濃度が高くなることが確認された。したがって、本対象地区およびその周辺の地下には、北西-南東方向の断層系の卓越を有する花崗岩体が広域的に分布し、その中で重力異常データから特に大きな破碎帯であると推測される部分をKYラインと名付けた。温泉群はこのKYラインの一部に胚胎していると考えられる。

また、有限差分法を用いたラドンの移動に関する数値シミュレーションから、KYライン中の断層の形態は板状であり、北東に 70° 傾斜していると推定した。

(6) 対象地区東部の 1950km^2 の地域に対し、空中写真判読によってリニアメントを抽出したところ、地質によらず東北東-西南西と北西-南東方向の2系統の発達が認められた。露頭調査からは後者の方向を有する断層破碎帯の存在も確認でき、また太陽照射方向を考慮した新しいリニアメント自動抽出法(STA)によるランドサットTM画像の処理結果にもその方向のリニアメントが顕著に現れた。さらに、ボーリング

データをもとに地表面下に分布する阿蘇火砕流堆積物の構造解析を行ったところ、この約14万年前という新しい第四紀層の構造にも温泉の胚胎と関連の深い北西-南東方向の断層系の影響が現れていることが明らかになった。

以上の数理地質学的手法を用いた放射能探査データの解析結果より、九州中部の浅熱水性資源探査における北西-南東方向の断層系の重要性が指摘できる。

参 考 文 献

- Bristow, Q. (1983) Airborne γ -ray spectrometry in uranium exploration. Principle and current practice, *Nuclear Geophysics*, Pergamon Press, pp. 199~229.
- Duval, J. S., Cook, J. B. and Adams, A. S. (1971) Circle of investigation of an air-borne gamma-ray spectrometer, *Jour. of Geophysical Research*, Vol. 76, No. 35, pp. 8466~8470.
- Davisson, C. M. (1965) Gamma-ray attenuation coefficients, in α, β, γ -ray Spectroscopy (edited by K. Siegbahn), Vol. 1, pp. 827~843, North-Holland, Amsterdam.
- Hatuda, Z. (1953) Radon content and its change in soil air near the ground surface, *Mem. Coll. Sci., Kyoto Univ.*, Ser. B, No. 20, pp. 285~306.
- Hatuda, Z. (1954) Radioactive method for geological exploration, *Mem. Coll. Sci., Kyoto Univ.*, Ser. B, No. 21, pp. 231~271.
- 今泉眞之・小前隆美・浜田浩正 (1992) γ 線スペクトロメトリーによる断層調査-長野県山口村の阿寺断層を例として-, 応用地質, Vol. 33, pp. 91~103.
- Israël, H. and Björnsson, S. (1966) Radon(Rn^{222}) and Thoron(Rn^{220}) in soil air over faults, *Zeitschrift für Geophysik*, Vol. 32, pp. 48~64.
- 加藤 完・永田松三・伊藤吉助 (1980) α トラック法による活断層周辺のラドン濃度の変動測定, 地震 第2輯, Vol. 33, pp. 289~301.
- 加藤 完・永田松三・伊藤吉助 (1984) α トラック法による丹那断層系調査, 月刊地球, Vol. 6, pp. 194~199.
- 加藤 完・永田松三・伊藤吉助・高橋 誠・吉川精志 (1986) 長野県西部地震の前兆としての震央周辺における α トラック法によるラドン濃度異常, 地震 第2輯, Vol. 39, pp. 47~55.
- 桂 郁雄・西村 進・貞広太郎・見野和夫・茂木 透・西田潤一 (1986) 宇治市黄檗断層の γ 線強度測定, 地震 第2輯, Vol. 39, pp. 267~275.
- 木村重彦・高野 彬・五十嵐生男 (1990) 携帯用自然 γ 線測定装置による地層割れ目

の解析, 応用地質, Vol.31, pp.15~24.

木村敏雄 (1981) 断層, とくに断層破砕帯の見方, 考え方, 応用地質, Vol.22, pp.4~15.

King, C.-Y. (1978) Radon emanation on San Andreas fault, *Nature*, Vol.271, pp.516~519.

小池克明・伊藤博之・大見美智人 (1989) リニアメント解析のためのランドサット TM データの画像処理法に関する基礎的検討, 情報地質, No.14B, pp.25~39.

小池克明・大見美智人・吉永 徹 (1993) ラドン濃度特性と温泉の分布との関係に関する一考察, 物理探査, Vol.46, No.1, pp.36~48.

Koike, K., Nagano, S. and Ohmi, M. (1994) Fault characterization using Segment Tracing Algorithm and radioactive prospecting, *Proc. of IAMG'94 / ISME'94, Mont-Tremblant, Canada*, pp.188~193.

Koike, K., Nagano, S. and Ohmi, M., Lineament analysis of satellite image using Segment Tracing Algorithm, *Computers & Geosciences* (掲載決定).

河野芳輝・古瀬慶博 (1989) 100万分の1 日本列島重力異常図, 東京大学出版会, 76p.

Kristiansson, K. and Malmqvist, L. (1982) Evidence for nondiffusive transport of $^{222}_{86}\text{Rn}$ in the ground and a new physical model for the transport, *Geophysics*, Vol.47, No.10, pp.1444~1452.

九州地方土木地質図編纂委員会編 (1986) 九州地方土木地質図, 廣済堂, 485p.

九州活構造研究会編 (1989) 九州の活構造, 東京大学出版会, 553p.

Mogro-Campero, A. and Fleischer, R.L. (1977) Subterrestrial fluid convection: A hypothesis for long-distance migration of radon within the earth, *Earth Planet Sci. Lett.*, Vol.34, pp.321~325.

中井順二 (1985) 放射能探査法, 号外 地球, No.1, pp.30~36.

小川岩雄 (1973) 放射線, コロナ社, 295p.

大見美智人・小池克明・伊藤博之・嶋本 裕 (1990) 花崗岩地帯におけるラドン濃度とリニアメントの関係, 物理探査学会第82回 (平成2年度春季) 学術講演会論文集, pp.240~242.

Okabe, S. (1956) On some relations between the hot spring and radioactivity, *Mem. Coll. Sci., Kyoto Univ.*, Ser. A, No.28, pp.39~71.

貞広太郎・見野和夫 (1980) 活断層におけるγ線測定(1), 地震 第2輯, Vol.33, pp.51~70.

佐藤 功・浦井 稔 (1988) 線要素抽出のための太陽照射効果の補正, 日本リモートセンシング学会第8回学術講演会論文集, pp.123~125.

Soonawala, N.M and Telford, W.N. (1980) Movement of radon in overburden, *Geophysics*, Vol.45, pp.1297~1315.

杉山雄一, 古川清志・加藤 完・佃栄 吉 (1986) 京都府奥丹後地域におけるラドンを用いた断層の地化学探査ー特にその適用性及び問題点についてー, 地質調査所月報, Vol.37, pp.101~115.

武田裕幸・今村遼平 (1976) 建設技術者のための空中写真判読, 共立出版, 219p.

宇井啓高・林 美光 (1983) 断層ガスの継続観測, 月刊 地球, Vol.5, pp.346~351.

山口 靖・長谷紘和・矢野雄策・衣笠善博 (1984) レーダ画像による豊肥地域のリニアメント解析と土壌ガス法による現地検証, 地熱, Vol.6, pp.101~120.

山内常生・下 道国 (1982) 通気式電離箱による横坑内のラドン濃度の測定およびその濃度変化と地震発生との関係, 地震 第2輯, Vol.35, pp.435~446.

吉村辰朗 (1991) 短期地震予知法としてのγ線強度測定, 関西土質研究センターニュース, pp.7~12.

吉村辰朗 (1992) 活断層調査のためのγ線測定方法, 活断層研究, No.10, pp.73~83.

湯原浩三・瀬野錦蔵 (1969) 温泉学, 地人書館, 293p.

第5章 亀裂情報データベースを用いた 岩盤内亀裂構造の解析

5・1 研究の目的

岩盤中には普遍的に節理、シーム、破碎帯などの地質的不連続面が多数存在し、これらの亀裂群は岩盤の力学的・水理学的性質に多大の影響を及ぼしていることは周知のとおりである。このために、岩盤構造物の建設に際し、トンネル、坑道、あるいはボーリング孔などの壁面を利用して亀裂の詳細なスケッチや計測を含む調査が行われる。計測結果から岩盤を評価するための手法は、Priest and Hudson (1981) などによって提案されている。また、通常調査の対象となる岩盤表面の大きさと方向は限られるので、亀裂群の3次元的な分布状態を把握するには、Oda, et al (1987) などが提唱する確率的なモデル化の手法が必要となる。

このような亀裂群の分布に対するモデル化において、岩盤中の亀裂群は同等の性質をもった面の集まりであると仮定され、特に方位分布などの幾何学的配置が重要視される。しかしながら、亀裂群は生成時期、形状、寸法、間隙幅、充填鉱物、湧水や変質の程度などの属性が異なった多様な集合体であり、出現頻度も空間的に一様でないはずである。これらを考慮して亀裂群の分布や性質を総合的に捉えるには、各亀裂に対して地質学的・水理学的・鉱物学的な種々の観点からの調査を行う必要がある。この調査により、膨大でしかも定量的・定性的なデータが混在する亀裂情報が得られるが、これを一定の規準で体系化し、さらにこの情報源から亀裂群の特徴を迅速かつ柔軟に検索する手法が不可欠となる。これらの機能を備えるのがデータベースシステムである。

そこで、本研究では透水性に関連した亀裂構造の解明を目的に、亀裂情報データベースを構築し、亀裂の方位分布と属性の空間的分布をモデル化する手法について検討した。すなわち、種々の方位を有する坑道とボーリング孔の壁面に現れた亀裂の調査結果をデータベース化し、亀裂の方位分布の適切な評価法を開発するとともに、方位と属性、および属性間の対応を検索する。また、数理地質学的手法の1つである地球統計学の応用により、亀裂属性の連続性を明らかにする。さらに、ファジ理論の適用により、亀裂群をその属性構造の類似性に基づいて分類し、特に透水性が高いと考えられる亀裂の分布の可視化を試みる。

以上の亀裂情報データベースシステムおよび解析手法を釜石鉱山が位置する花崗閃緑岩体の亀裂群に適用し、その有用性を評価する。

5・2 亀裂情報データベースシステム

5・2・1 データベース構築の対象地域とその地質

釜石鉱山は岩手県釜石市の西端に位置し、高温交代型銅鉄鉱床を稼行の対象としている。その約1.5km北部で展開された2方向の探鉱用坑道、および各種試験のために進められた13本のボーリング孔の壁面には多数の亀裂が現れており、これを解析の対象とした。

釜石鉱山付近の地質と地質構造については日鉄鉱業株式会社(1981)によって総括されており、それによると主要な構成地質は中・古生層とそれを貫く超塩基性-塩基性-酸性の各種火成岩である。この地域には早池峰-五葉山構造帯が発達し、中・古生層はそれより南部型と北部型とに分けられるが、いずれも走向はほぼ南北である。南部型はシルル紀から白亜紀前期に至る浅海堆積物と、一部は海底火山岩からなり、サンゴや貝の化石を大量に含む。一方、北部型は三畳紀以降の地質からなり、化石に乏しく、相対的に深い海底堆積物(チャート相)を主とする。早池峰-五葉山構造帯には、超塩基性岩類や塩基性岩類が貫入しており、それらの走向はほぼ南北である。

釜石鉱山付近には白亜紀前期の地殻変動である「大島変動」によって貫入した遠野・栗橋・蟹岳岩体が分布し、北北東-南南西方向で延長595mの坑道は蟹岳岩体中に、

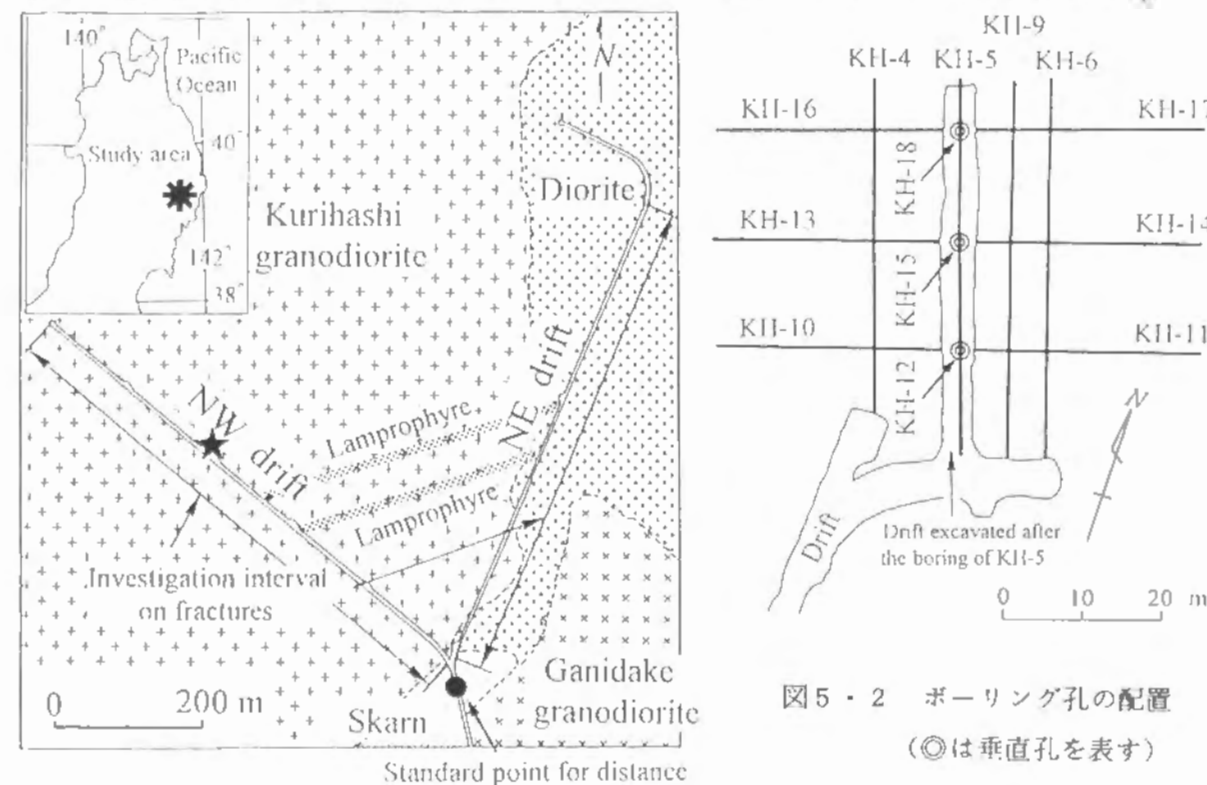


図5・1 亀裂調査坑道およびその周辺の地質概略図
(星印は試錐実施区域を表す)

図5・2 ボーリング孔の配置
(◎は垂直孔を表す)

北西-南東方向で延長599mの坑道は栗橋岩体中に位置する(図5・1)。以下では、それらをNE坑道、NW坑道と称する。坑道は標高575m、地表面下260mに位置し、ほぼ水平である。また、解析に用いたボーリング孔は互いに直交する3方向に錐進された計13本で、その総延長は470mであり、いずれも栗橋花崗岩体中に位置する。各ボーリング孔の位置関係を図5・2に示す。坑道の壁面で観測された亀裂は1700本、各ボーリング孔の壁面に現れ、ボアホールテレビにより方位が定まった亀裂数は2800本である。

栗橋岩体は中～細粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩を主体とし、分布面積は約15×14km²で、北上山地の花崗岩体の中では最大規模である遠野岩体の東に接する。岩体の形態は加納ほか(1978)により零状と推定されている。NW坑道が位置するのは、岩体の南西端から南南西方向に幅50～400mで約2.5kmほど岩脈状に延びた部分である。一方、蟹岳岩体は花崗閃緑岩・閃緑岩・モンゾニ岩の複合岩体であり、北北西-南南東方向に延びた楕円状で長径約5km・短径約3kmの分布を示す。岩体の貫入時期は河野・植田(1965)のK-Ar年代測定法によると栗橋岩体で119Ma(1Maは100万年前)、蟹岳岩体で120～122Maとされており、栗橋岩体の貫入時期は蟹岳岩体よりも新しい。

5・2・2 亀裂調査項目

各亀裂の性質を多くの観点から明らかにするために、野口ほか(1991)は表5・1に示す調査項目を定め、坑道壁面に対しては長さ3m以上で坑道を横切る亀裂を対象とし、各ボーリング孔壁面の亀裂の観測にはボアホールテレビを用い、さらにボーリングコアの鑑定も行っている。また、亀裂の長さ分布や方位分布に関する確率的なモデル化を容易にするために、坑道壁面にはスキャンライン(Scanline: Priest and Hudson, 1981)を設定し、それと亀裂との交差状況やスキャンラインよりも上側の領域における亀裂長をデータに加えた。

表5・1の調査項目は、亀裂の位置・走向・傾斜・変質ハローの幅などの数値で表される数値型項目と、亀裂面の粗さ・変質の程度・湧水の程度・充填鉱物の種類などの主観的な判断に基づき、自然言語で表される非数値型項目とに分類できる。数値型項目のデータはそのまま数値型変数に置換わるが、非数値型項目のデータの場合にはそれが文字型変数となるような変換が必要である。そこで、表5・2に示すような判断基準を設けて非数値型項目のデータをいくつかの段階に細分し、各段階を記号(コード)で表した。例えば、「変質の程度」は全体・強・中・弱・微弱・未の6段階に分け、それらにWH・IL・MD・WK・VW・FSの記号を割り当てる。

以上の操作によって数値化・コード化した大量の亀裂調査データを一定のフォーマットでまとめ上げ、柔軟な検索が可能となるようなデータ構造を構築した。これを亀裂情報データベースと称する。

表5・1 坑道とボーリング孔での亀裂に対する調査項目(*は坑道亀裂のみの調査項目を表す)

Coordinate (distance from the standard point)
Attitude (strike and dip)
Width of aperture
Fracture pattern
Shape of fracture's end
Roughness of fracture's surface
Displacement of rock mass parallel to the surface along fracture
Striation (direction and plunge)
Properties of alteration zone (degree, color and width of halo)
Filling mineral (kinds and width of filling mineral)
Seepage from fracture*
Included angle between scanline and fracture on the wall of drift*
Semi-trace length of fracture in the upper region of scanline*

表5・2 非数値型の調査項目の分類基準と記号

Attribute of fracture					
Fracture pattern		Shape of fracture's end (for boring core)		Roughness	
Criterion	Code	Criterion	Code	Criterion	Code
Straight	P	Across the core	X	Smooth	G
Curved	C	Disappeared in the core	R	More or less smooth	MG
Irregular	I	Joined with another fracture	D	More or less rough	MR
Rectangular	S	Branch from another fracture	B	Rough	R

Attribute of fracture					
Degree of alteration		Filling mineral		Seepage	
Criterion (Alteration rate (%))	Code	Mineral	Code	Criterion	Code
Wholly (100)	WH	Chlorite	CHL	Dried	I
Strong (50 ~ 100)	IL	Calcite	CAL	Smearred with water	TR
Middle (50 ±)	MD	Quartz	QZ	Dropping	D
Weak (10 ~ 50)	WK	Stilbite	ST	Flowage	L
Very weak (0 ~ 10)	VW	Laumontite	L		
Unaltered (0)	FS				

5・2・3 亀裂属性の特徴の抽出法

多様な属性をもった亀裂の特徴は、基本的には各属性間の対応関係と属性の空間的分布によって抽出される。前者を明確にするための解析フローは図5・3に示すとおりであり、まず与えられた条件を満足する属性をもった亀裂（例えば充填鉱物の幅が10mm以下）のみを抽出する「選択」の集合演算の後、2つの属性がともに条件を満足する亀裂（例えば変質の程度が強、かつ充填鉱物が緑泥石）を取り出す「積」の集合演算を行う。ここで、表5・1からわかるように、属性の組み合わせとしては、

- ① 非数値型と非数値型
- ② 非数値型と数値型

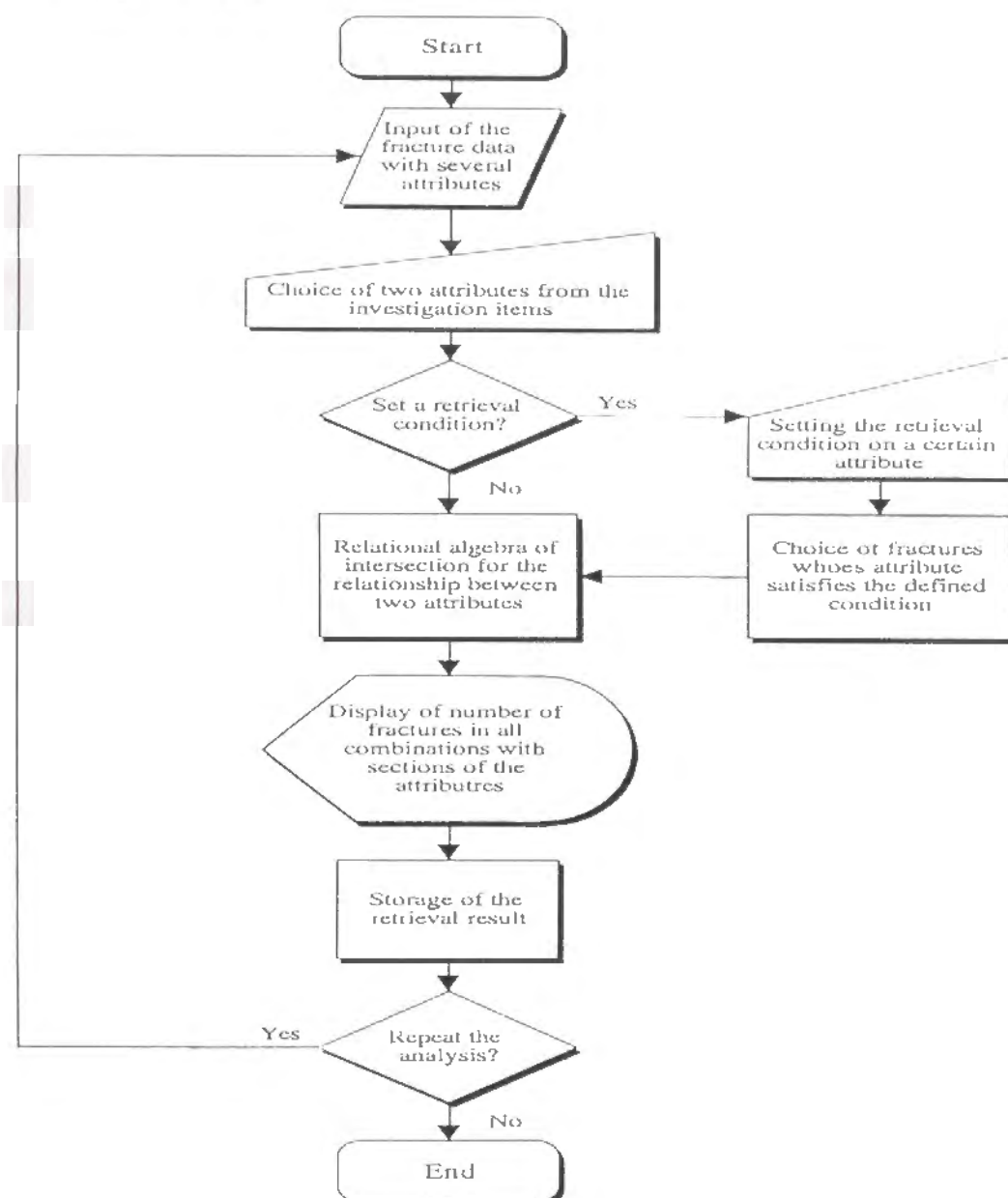


図5・3 亀裂属性間の対応関係を抽出するためのフロー

③ 数値型と数値型

の3種類がある。①に対しては、非数値型項目 C_i の記号が C_{ir} であり、かつ項目 C_j の記号が C_{js} である亀裂の本数を求める。また、②、③に対しては充填鉱物の幅などの数値型データを予め任意の刻み幅で分割し、いくつかの段階に振り分ける。次に②では項目 C_i の記号 C_{ir} をもち、数値型項目 V_i の V_{im} 番目の階級に位置する亀裂数、および③では項目 V_i の V_{im} 番目、かつ項目 V_j の V_{jm} 番目の階級に位置する亀裂数を求める。このような検索結果を図に表せば、どの属性と属性との関係が密接であるかが容易に把握できるようになる。

一方、ボーリング孔の孔軸方向は3つあり、ボーリング孔壁面に現れた各亀裂の位置は3次元座標系で表すことが可能である。そこで、2・3で述べた地球統計学とクリッキング法の適用により、亀裂属性の分布についての連続性を明らかにする。

5・3 亀裂の方位分布に関する解析

5・3・1 方位分布の評価理論

通常、原位置亀裂調査は、坑道・トンネル、もしくはボーリング孔の壁面に対して実施されるため、対象範囲の大きさと方向が限られる。したがって、調査結果より岩盤亀裂群の分布特性を直接評価することは困難である。ここにKoike, et al. (1993) は、調査条件の影響を軽減し、亀裂の3次元方位分布と亀裂量の両方を的確に評価するための確率モデルの作成法を構築した。

岩盤内亀裂は、それと等価な面積と方位を有する円盤状クラックで表せると仮定する。体積 V の岩盤に、その内部に中心をもつ N 個の亀裂が存在している場合を考え、円盤状クラックの直径を r 、法線ベクトルを \mathbf{n} 、体積密度を $\rho_v = N/V$ とすると、亀裂群の分布特性は r と \mathbf{n} に関する確率密度関数である $PR(r)$ 、 $PN(\mathbf{n})$ 、および ρ_v で表現されることになる（金子ほか、1988）。いま、岩盤表面に長さ L^i 、方位 e^i のスキャンラインを設定し、それと交差する亀裂の直径が r 、方位が \mathbf{n} である確率密度関数を $P^{Li}(r, \mathbf{n})$ とすると、 r と \mathbf{n} が独立ならば

$$P^{Li}(r, \mathbf{n}) = \frac{L^i}{N_L^i} \cdot \rho_v \pi \cdot (r/2)^2 \cdot PR(r) dr \cdot n_i PN(\mathbf{n}) \quad (5 \cdot 1)$$

と表される。ただし、 N_L^i はスキャンラインと交差する亀裂数、 n_i は $n_i = |e^i \cdot \mathbf{n}|$ である。これよりスキャンラインと交差する亀裂の方位分布は、次式の確率密度関数

$P_N^{Li}(\mathbf{n})$ で与えられる。

$$P_N^{Li}(\mathbf{n}) = \frac{L^i}{N_L^i} \cdot \rho_v \pi \cdot \int_0^\infty (r/2)^2 \cdot P_R(r) dr \cdot n_i P_N(\mathbf{n}) \quad (5 \cdot 2)$$

ここで、 $C = \rho_v \pi \cdot \int_0^\infty (r/2)^2 \cdot P_R(r) dr$ とおくと、これは単位体積の岩盤内に分布する亀裂の面積の総和を表し、式 (5・2) は

$$C P_N(\mathbf{n}) = N_L^i / L^i \cdot P_N^{Li}(\mathbf{n}) / n_i \quad (5 \cdot 3)$$

と変形できる。上式の $C P_N(\mathbf{n})$ は亀裂の量と方位を同時に表現する密度関数とみなせる。また、 $\int_{\Omega} P_N(\mathbf{n}) d\Omega = 1$ より C は以下のように表すこともできる。

$$C = \int_{\Omega} N_L^i / L^i \cdot P_N^{Li}(\mathbf{n}) / n_i d\Omega = \sum N_L^i / L^i \cdot P_N^{Li}(\mathbf{n}) / n_i \quad (5 \cdot 4)$$

以上より、測定された方位分布 $P_N^{Li}(\mathbf{n})$ に $N_L^i / (L^i \cdot n_i)$ の重みを乗ずれば、スキャンラインの方向と長さの影響が除かれることがわかる。しかし、スキャンラインの方向とはほぼ平行する亀裂の評価は不可能であるので、一方向のスキャンラインのみでは $n_i < \varepsilon$ (ε は臨界値) におけるデータの信頼性は低く、 $P_N(\mathbf{n})$ は完全には推定されない。そのために、方位の異なる2本以上のスキャンラインを設定し、それらの計測結果を式 (5・4) に基づいて合成する必要がある。例えば、2本のスキャンラインを用いる場合には、 $C P_N(\mathbf{n})$ は

$$C P_N(\mathbf{n}) = 1 / (L^i + L^j) \cdot (N_L^i P_N^{Li}(\mathbf{n}) / n_i + N_L^j P_N^{Lj}(\mathbf{n}) / n_j) \quad (5 \cdot 5)$$

と変換される。

さて、 $C P_N(\mathbf{n})$ は計測データから求められ、単位球の上半球面上において定義され

る離散関数である。したがって、亀裂が観測されていない方位においては $C P_N(\mathbf{n})$ は評価されない。これを連続関数に変換するには、球面調和関数であるルジャンドルの陪関数 P_m^n によって級数展開するのが適切であると考えられる。すなわち、球座標を用いて $C P_N(\mathbf{n})$ を

$$C P_N(\mathbf{n}) = C P_N(\theta, \phi) = \sum_{m=0}^M \sum_{n=0}^m [(a_m^n \cos n\phi + b_m^n \sin n\phi) P_m^n(\cos \theta)] \quad (5 \cdot 6)$$

と展開し、これによって $C P_N(\mathbf{n})$ は有限係数列 (a_m^n, b_m^n) のみで表現できるようになる。ただし、 (θ, ϕ) は経角、緯角、 M は最大項数を表し、 (a_m^n, b_m^n) は次式で与えられる。

$$\begin{cases} a_m^n = \frac{2n+1}{2\pi} \frac{(m-n)!}{(m+n)!} \int_0^{2\pi} \int_0^{2\pi} C P_N(\theta, \phi) P_m^n(\cos \theta) \cos n\phi \sin \theta \cdot d\theta d\phi \\ b_m^n = \frac{2n+1}{2\pi} \frac{(m-n)!}{(m+n)!} \int_0^{2\pi} \int_0^{2\pi} C P_N(\theta, \phi) P_m^n(\cos \theta) \sin n\phi \sin \theta \cdot d\theta d\phi \end{cases} \quad (5 \cdot 7)$$

本解析の $C P_N(\mathbf{n})$ のように原関数が離散関数である場合には、上式の積分は積和で置き換えられる。また、次数 m に対するスペクトル h_m は

$$h_m = \sum_{k=0}^m \frac{(m+k)}{2(2m+1)(m-k)!} \{ (a_m^k)^2 + (b_m^k)^2 \} \quad (5 \cdot 8)$$

と表される。 $P_N(\mathbf{n})$ は $P_N(\mathbf{n}) = P_N(-\mathbf{n})$ という性質をもつ偶関数であるので、ルジャンドル陪関数の対称性を考慮すると、 m が偶数である係数のみを式 (5・7) から求めればよい。

5・3・2 解析結果

NE坑道とNW坑道の天盤際に坑道軸と平行する2本のスキャンラインを設定し、これに交差する390個 (NE坑道)、572個 (NW坑道) の亀裂に基づいて方位分布の

確率モデルを作成した。それらの極の方位をシュミットネット上に下半球投影すると図5・4のようになる。各坑道が位置する岩体の地質とその形成時期は異なるものの、いずれにおいて東北東-西南西~東西走向で傾斜が90°に近い亀裂が多く観測されている。しかしながら、坑道軸に平行な方向の亀裂数は共通して極端に少なくなり、坑道壁面の方向が亀裂の現れ方に影響を及ぼしていることが明らかである。特にスキャンライン方向の単位ベクトルと亀裂面の法線ベクトルとのなす角が80°~100°である場合、式(5・1)の重み係数 $1/n_i=1/|e^i \cdot n|$ は大きな値となるので、方位分布の確率モデルの作成ではこのような亀裂を除外した。すなわち、臨界値 $\varepsilon=0.174$ である。

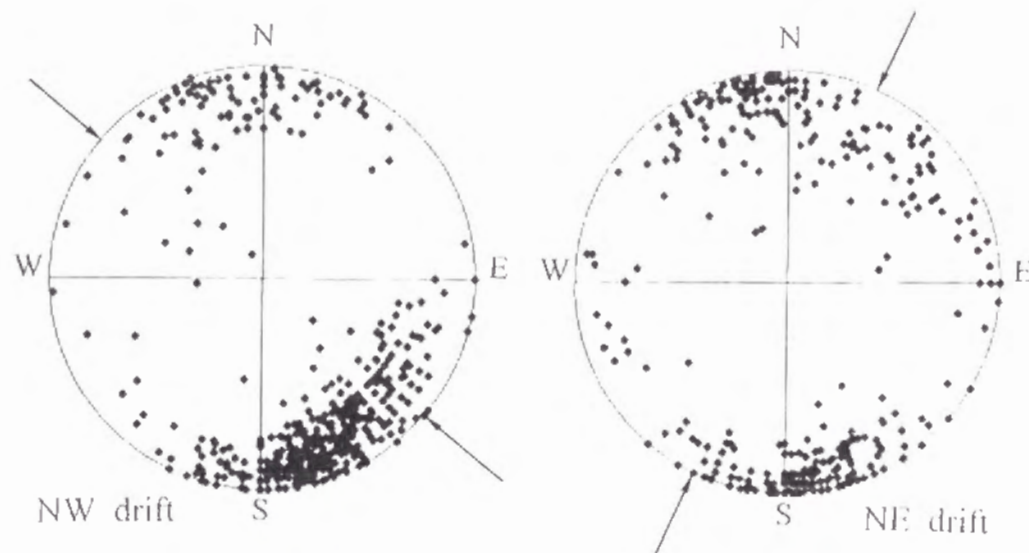


図5・4 スキャンラインと交差する亀裂の極の方位分布(シュミットネット下半球投影図、実線は坑道軸の方向を表す)

式(5・5)に基づいて坑道の長さに対する補正を行い、各亀裂の極の方位における $CP_N(n)$ を求めた。これをルジャンドルの陪関数を用いて級数展開し、展開係数の各次数に対するスペクトルを12次まで算出すると図5・5のようになる。展開係数の次数が高くなるとスペクトルの値は大幅に低下することがわかり、解析区域における亀裂の方位分布は低次の展開係数によってモデル化されるといえる。すなわち、展開係数の次元を高くしても $CP_N(n)$ に対するモデルの形状は変わらない。そこで、10次までの展開係数を用いて、各方位の $CP_N(n)$ を表した結果を図5・6に示す。図より東北東-西南西の走向で北西側に傾斜し、その角度は90°に近い亀裂が特に卓越しているのがわかり、この一系統の亀裂によって解析区域は特徴付けられるといえる。

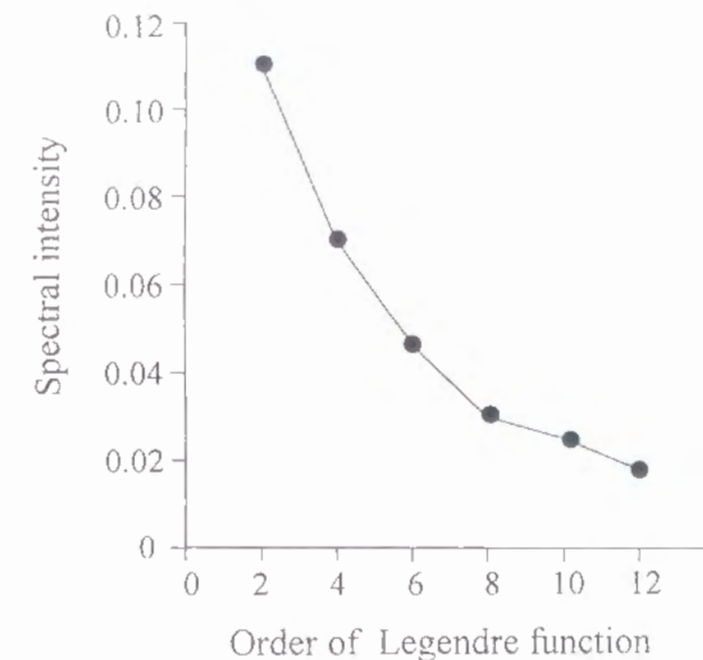


図5・5 ルジャンドル陪関数における展開係数の各次数に対するスペクトルの値

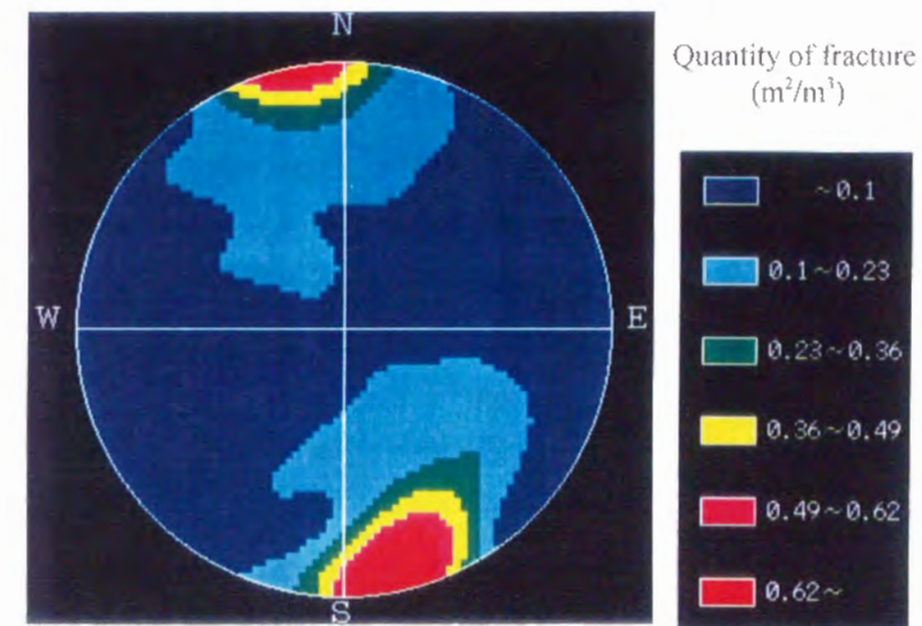


図5・6 ルジャンドルの陪関数を用いた亀裂の方位分布に関する確率モデル(2つの坑道での調査データに基づく。展開係数の最高次は10次)

また、式(5・4)によればCの値は $1.3 \text{ (m}^2/\text{m}^3)$ と求められる。これは 1 m^3 の岩盤中に1本の亀裂が斜めに貫通している状態と等価である。

次に、互いに直交する3方向のボーリング孔壁面で観測された2800本の亀裂に基づく方位分布モデルを図5・7に示す。ルジャンドル陪関数の展開係数は、坑道亀裂データの解析結果に基づいて10次とした。モデルより北西-南東走向の亀裂の出現頻度

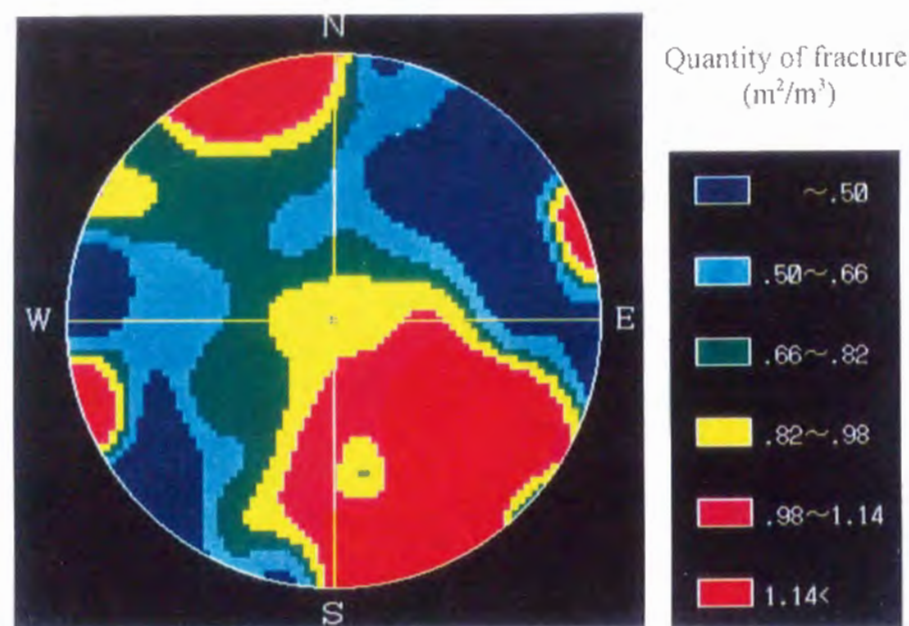


図5・7 ルジャンドルの陪関数を用いた亀裂の方位分布に関する確率モデル
(13本のボーリング孔壁面での亀裂調査データに基づく。展開係数の最高次は10次)

は相対的に低く、N 70° E 走向で傾斜角が90°に近い亀裂が卓越していることがわかり、これは坑道亀裂データから構築されたモデルと共通した特徴である。しかし、そのモデルよりも方位に関しての分散が大きく、特に北東-南西走向で北西側に傾斜する亀裂の出現頻度が増加し、その中心は走向N 40° E・傾斜60° NWである。また、坑道とは異なってN 20° W・90°方向にも出現頻度の高まりが現れている。さらに、各方位ごとの亀裂量 $CP_N(\theta)$ は坑道亀裂データに基づくモデルの2倍以上の値となっている。

以上をまとめると、N 70° E 走向の卓越は坑道とボーリング孔に共通するものの、N 40° E とN 20° W 走向の亀裂はボーリング孔のみに顕著である。また、ボーリング孔で観察された亀裂の量は坑道の2倍以上である。これらの結果より、ボーリング孔で覆われる範囲は約60m四方と狭いので、岩盤を局所的に、しかも短い亀裂を含めて詳細に調査すれば、広域的な卓越を有する亀裂とは異なった方位の亀裂も顕著にみられるようになることが示唆される。すなわち、亀裂の方位分布は空間的には一様でないと考えられる。

5・4 亀裂属性の空間的分布に関する解析

5・4・1 亀裂属性間の対応と湧水亀裂の分布状態

亀裂の方位分布に関する確率モデルの構築においては、亀裂群を同等の性質をもった面の集合体として取り扱った。しかし、実際の亀裂群は形成時期、鉱物学的性質、幾何学的形状などが異なったものの多様な集合体であり、亀裂属性の空間的分布にも特徴があると考えられる。このような特徴の抽出は、岩盤の水理学的特性を推定・評価する上で重要である。そこで、亀裂情報データベースの利用により、亀裂属性間の対応関係と属性の空間的分布の把握を試みる。

NE 坑道とNW 坑道は閃緑岩、花崗閃緑岩と異なる岩種中に位置し、後者の貫入時期が1～2 Maほど新しい。まず、この地質環境の相違が亀裂の属性に及ぼす影響を検討する。各坑道での亀裂の形状を比較したのが図5・8であり、いずれも岩盤の表面に現れた亀裂のうち約80%が直線的な形状を示し、複雑な形状をなす亀裂はごくわずかである。これより、方位分布の確率モデルの構築において亀裂の形状を円盤と単純化した仮定の妥当性が確かめられる。また、98%の亀裂は間隙を流れた流体からの沈澱物である鉱物によって充填されているので、充填鉱物の幅は亀裂の幅を表すとみなせる。そこで、充填鉱物の幅が設定値以上となる単位長さ当りの亀裂の本数によって、亀裂の幅の累積頻度分布を表した。その結果は図5・9に示すように、片対数グラフ上ではほぼ直線になる。よって、NE 坑道の方が出現頻度は小さいものの、両坑道ともに亀裂の幅の累積頻度分布は負の指数関数で近似できるといえ、それらの傾きはほぼ同じである。さらに、変質の程度が「微小」以上の亀裂を選び、それらの充填鉱物幅の出現頻度を求めると両坑道で同様の傾向がみられ(図5・10)、NW 坑道では5～6 mmと10～11 mm、NE 坑道では4～5 mmと9～10 mmの2つの区間で出現頻度が急増する。以上の検索結果と図5・6に示した方位分布モデルに基づく、各坑道における亀裂の幾何学的形状(幅、曲率、方位)は相似的な関係にあると考えられる。

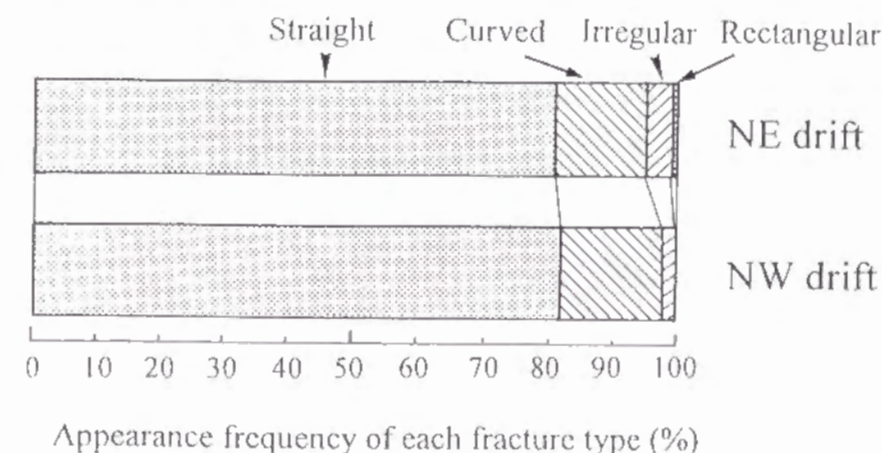


図5・8 亀裂の形状に関する出現頻度分布(坑道)

次に、亀裂の透水性と関連した特徴の抽出を行う。NW坑道では85%、NE坑道では55%の亀裂の周囲にピンク・白・緑色を呈する変質域が分布している。これは岩体の初生時に熱水が亀裂の開口部を伝わり、微細欠陥に浸透することによって生成した

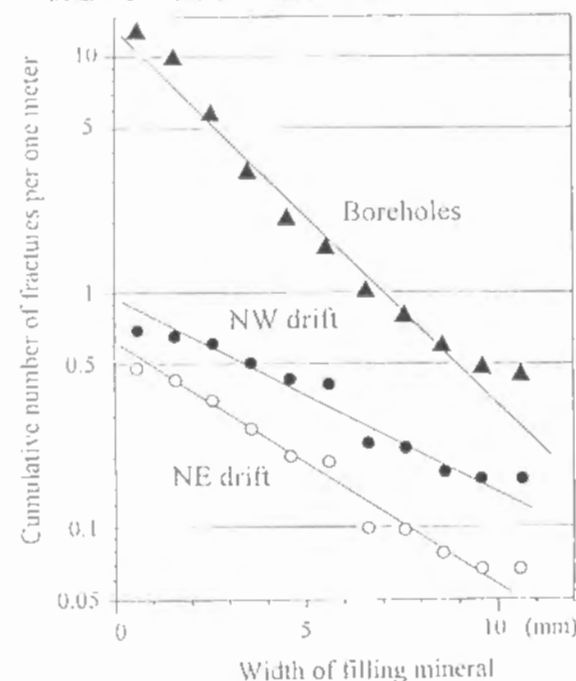


図5・9 亀裂充填鉱物の幅の累積分布
(坑道とボーリング孔)

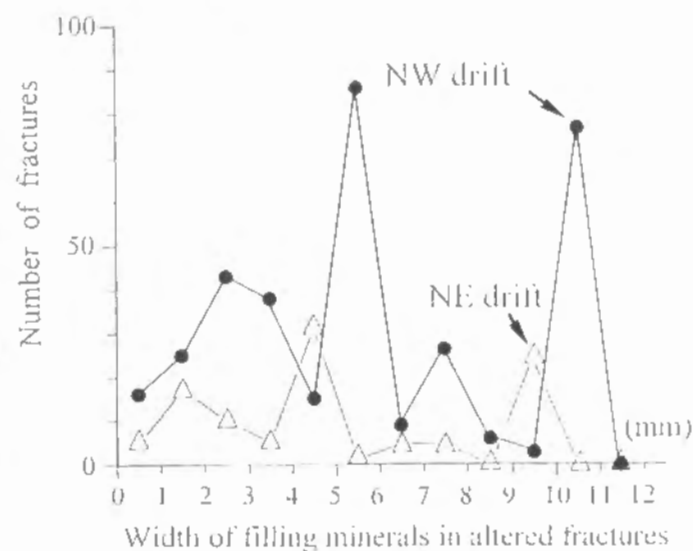


図5・10 変質の程度が「微小」以上の
亀裂に対する充填鉱物の幅の
出現頻度(坑道)

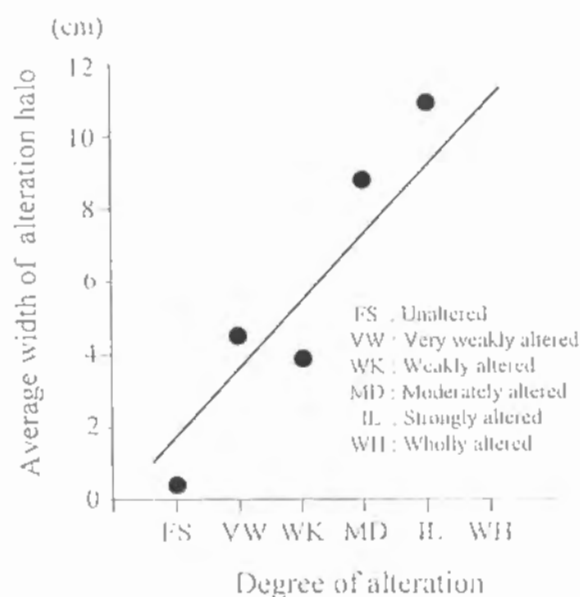


図5・11 変質ハローの幅の平均値と
変質の程度との関係(坑道)

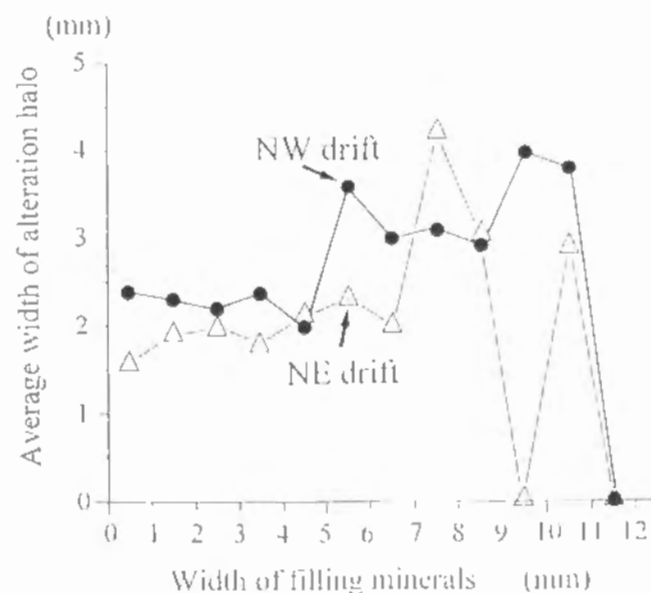


図5・12 充填鉱物の幅と変質ハローの幅の
平均値との関係(坑道)

変質鉱物の集合部であると考えられる。したがって、変質の程度が高いほど流体と鉱物との化学的反応が進んだはずであり、この仮定の妥当性は変質ハローの幅の平均値と変質の程度とが正の相関関係にあることから確かめられる(図5・11)。また、充填鉱物の幅と変質ハローの幅の平均値との関係を図5・12に示すが、両坑道ともに充填鉱物の幅が大きいほど概して変質域が大きくなるといえ、岩盤への熱水の浸透性は亀裂幅と関連したことが推定できる。

湧水の程度と変質の程度との関係は図5・13に示すようであり、変質の各程度における亀裂数は異なるものの、変質の程度が高いほど何らかの湧水の徴候がみられる亀裂の割合が高くなる傾向にある。すなわち、岩体初生時の熱水と同様に現在の地下水に対しても透水性が高い亀裂が存在するので、変質の程度と変質ハローの幅は亀裂の透水性を評価する上で重要な要素となり得る。

さらに、湧水の程度を亀裂の走向との関係から検討すると、湧水の徴候を示す亀裂はNW坑道ではN40°E～東西方向に多いのに対して、NE坑道ではほぼ全方向にみられ、特にN60°Eから東西方向で「流水が認められる」亀裂の割合が高い(図5・14)。したがって、北東-南西～東西走向の亀裂の中で湧水の程度が高いものの位置を明らかにすることは重要であると考えられる。以下にその検索結果を述べる。

NW坑道とNE坑道を20m区間に分け、各区間に存在する亀裂数を湧水の程度ごとに表すと図5・15のようになる。亀裂の位置は2つの坑道の交点(基準点)からの距離に対応する。図より20m区間当りの亀裂数は両坑道ともに周期的な変動を示し、亀裂の空間的分布は一様でないことがわかる。その中でも、NW坑道では基準点から22

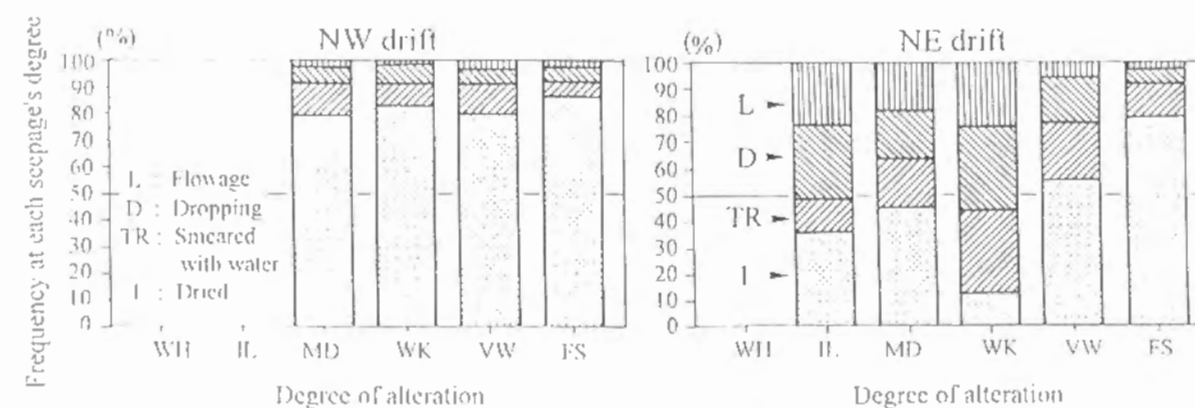


図5・13 湧水の程度と変質の程度との関係(坑道)

5m, 325m, 465m付近の位置で出現頻度が高まるとともに、「D」や「L」の記号で示される湧水の程度が高い亀裂の割合も多くなる。このような性質をもつ亀裂はNE坑道では210m, 350m付近に多く認められ、その区間における亀裂の出現頻度も高まる。しかも、それらの区間の間隔はNW坑道でのそれとほぼ同じである。変質ハローの幅の平均値(図5・16)と充填鉱物の幅の平均値(図5・17)に関しても、上記の区間で増加する傾向にある。さらに、亀裂充填鉱物として一般にNW坑道では緑泥石、NE坑道では方解石が顕著であるが、湧水の程度が高い区間では両坑道ともに緑

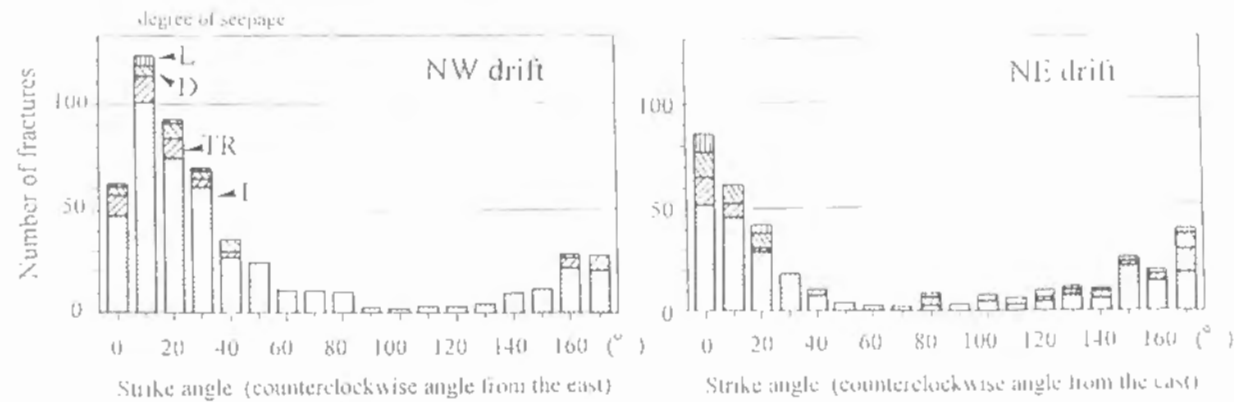


図5・14 湧水の程度と走向との関係(坑道)

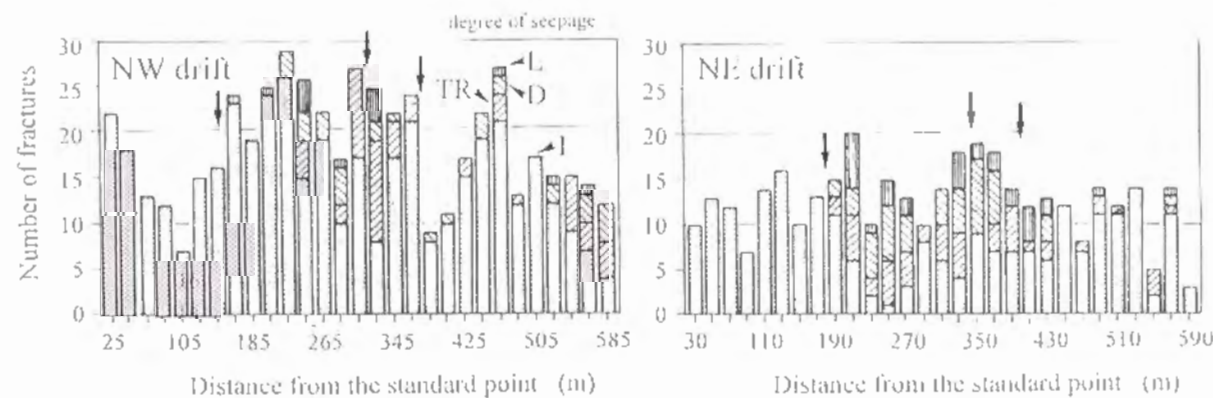


図5・15 亀裂の位置と湧水の程度との関係(坑道、矢印はランプロファイア的位置を表す)

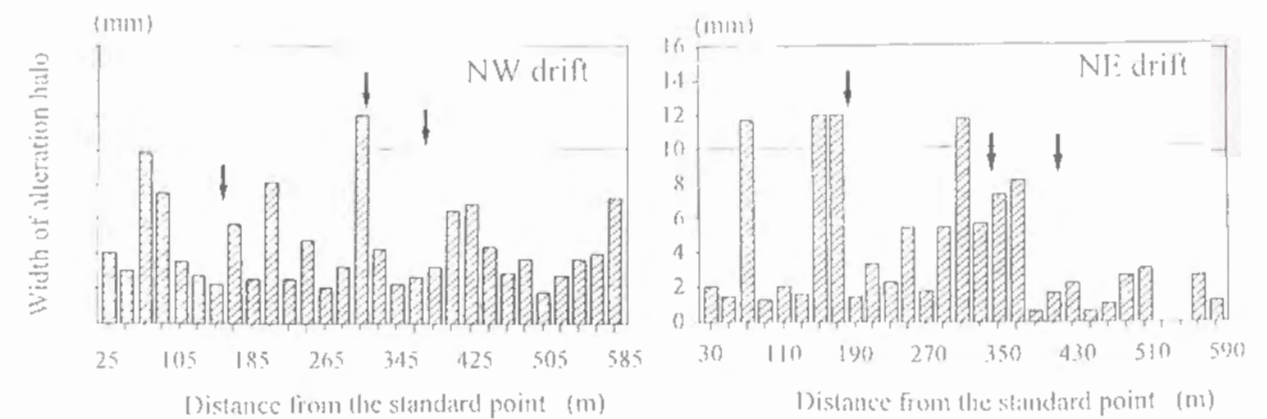


図5・16 亀裂の位置と変質ハローの幅の平均値との関係(坑道、矢印はランプロファイア的位置を表す)

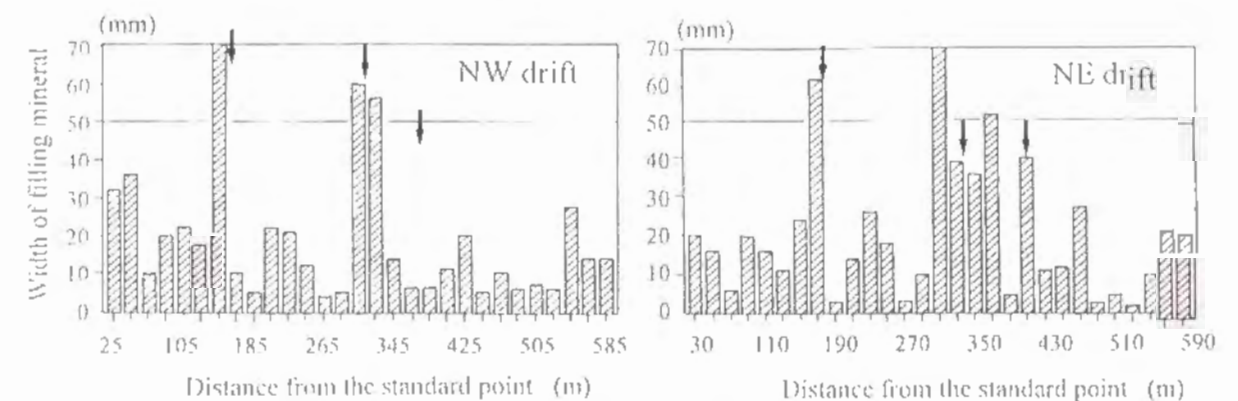


図5・17 亀裂の位置と充填鉱物の幅の平均値との関係(坑道、矢印はランプロファイア的位置を表す)

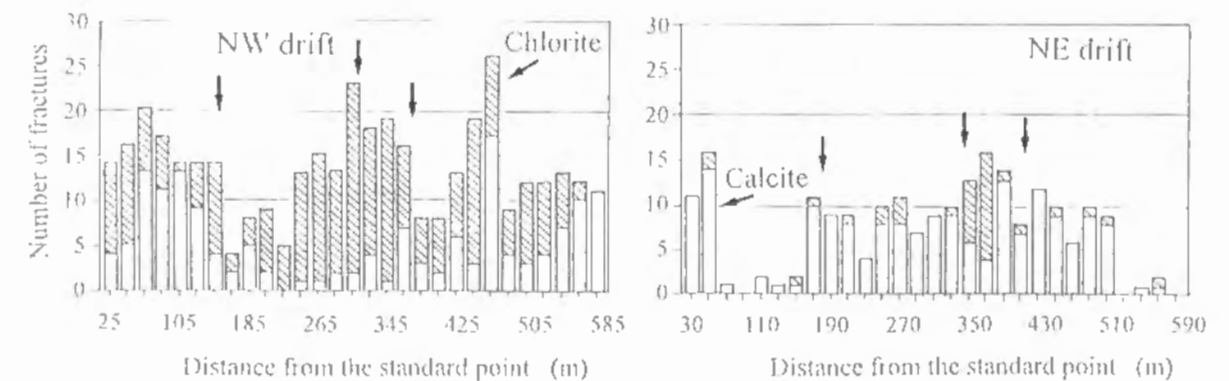


図5・18 亀裂の位置と充填鉱物の種類との関係(坑道、矢印はランプロファイア的位置を表す)

泥石の出現割合が高くなる(図5・18)。

ここで、両坑道における湧水の程度が高い区間を最短距離で結ぶ方向は東北東-西南西であり、この方向は図5・6に示した亀裂の卓越方向、野口ほか(1991)により

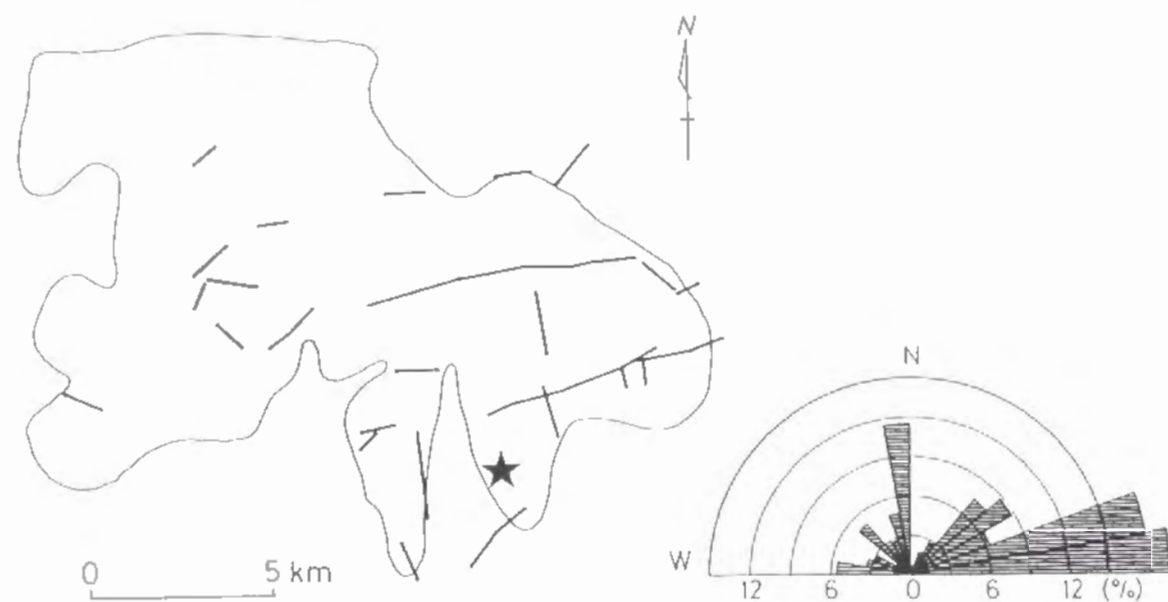


図5・19 遠野・栗橋・蟹岳岩体におけるリニアメントの分布状態と走向ダイアグラム (小池ほか (1990) による。星印は鉾山の位置を表す)

連続性が推定されている岩脈の方向 (図5・1), さらに広域的にみれば1/40,000縮尺の空中写真判読によるリニアメントの卓越方向 (小池ほか, 1990) と調和する (図5・19)。森田ほか (1991) によれば, 上記の区間における湧水の水質は HCO_3^- 型で, 地表水の水質と類似することが明らかにされている。これらの特徴は, 透水性の高いゾーンが連続的に存在していることを表すものと考えられる。

このように, 湧水の程度・変質ハローの幅・充填鉱物の幅・充填鉱物の種類という透水性に関連した亀裂属性の両坑道間での類似性により, 透水性が高く, しかも連続性の良い亀裂の存在位置が特定できるようになったといえる。また, 岩種や貫入時期が異なっても, 両坑道に発達する亀裂は同一の広域応力場の下で形成されたものであることが推定できる。

さらに, ボーリング孔の亀裂データに対しても亀裂充填鉱物の幅の累積頻度分布を求めると, 図5・9のようになる。その分布は坑道の亀裂データと同様に負の指数関数で表されるが, 坑道よりも頻度は大きい。特に, 幅が小さい亀裂の出現頻度は坑道の10倍程度にもなる。これはボーリング孔壁面の面積が限られているので, 坑道壁面に対してよりも詳細に亀裂の観察が行われたことに起因すると考えられる。また, 変質, および亀裂充填鉱物の幅の各程度に対する亀裂の方位分布を検索した結果を図5・20, 図5・21に表す。方位分布に関する確率モデル (図5・7) で明らかになった走向 $\text{N}40^\circ\text{E}$ ・傾斜 60°NW , $\text{N}70^\circ\text{E}$ ・ 80°NW , $\text{N}20^\circ\text{W}$ ・ 90° の3つの卓越方向の中では, $\text{N}40^\circ\text{E}$ 走向の亀裂に対する変質の程度と亀裂幅が最も大きいのに対し, それらの属性は $\text{N}20^\circ\text{W}$ 走向の亀裂では小さいことがわかる。このような亀裂属性の空間

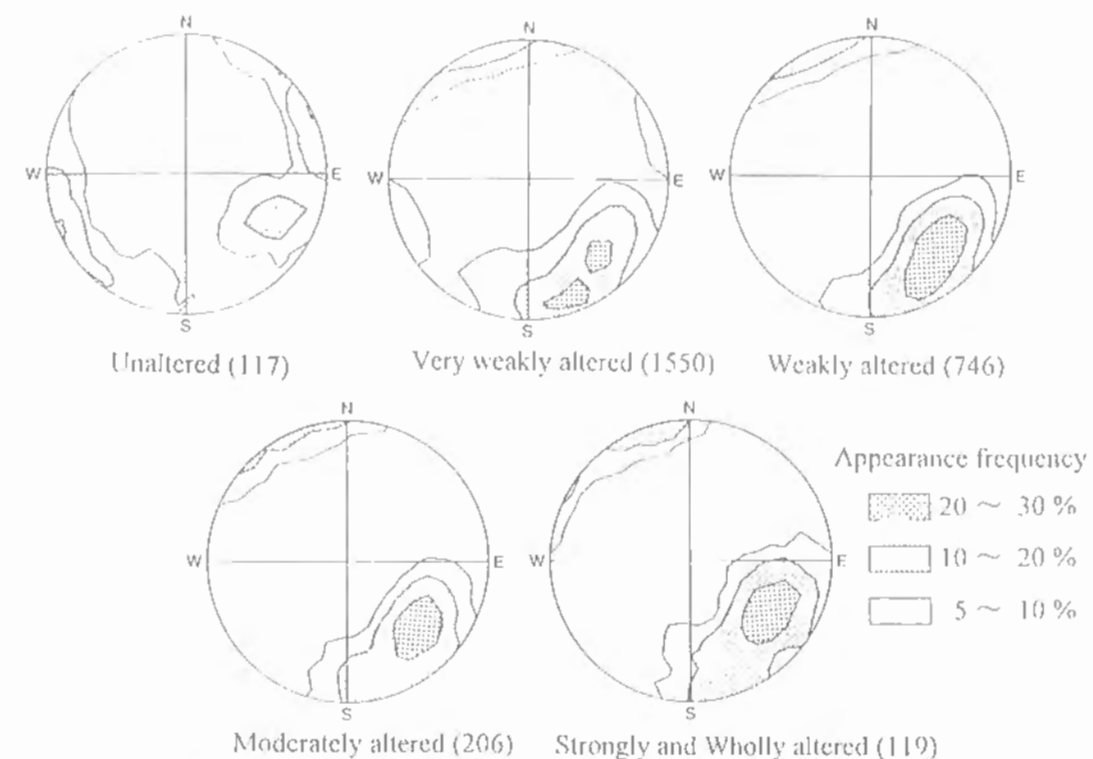


図5・20 変質の程度と亀裂の方位分布との関係 (ボーリング孔, シュミットネット下半球投影で括弧内の数は亀裂数を表す)

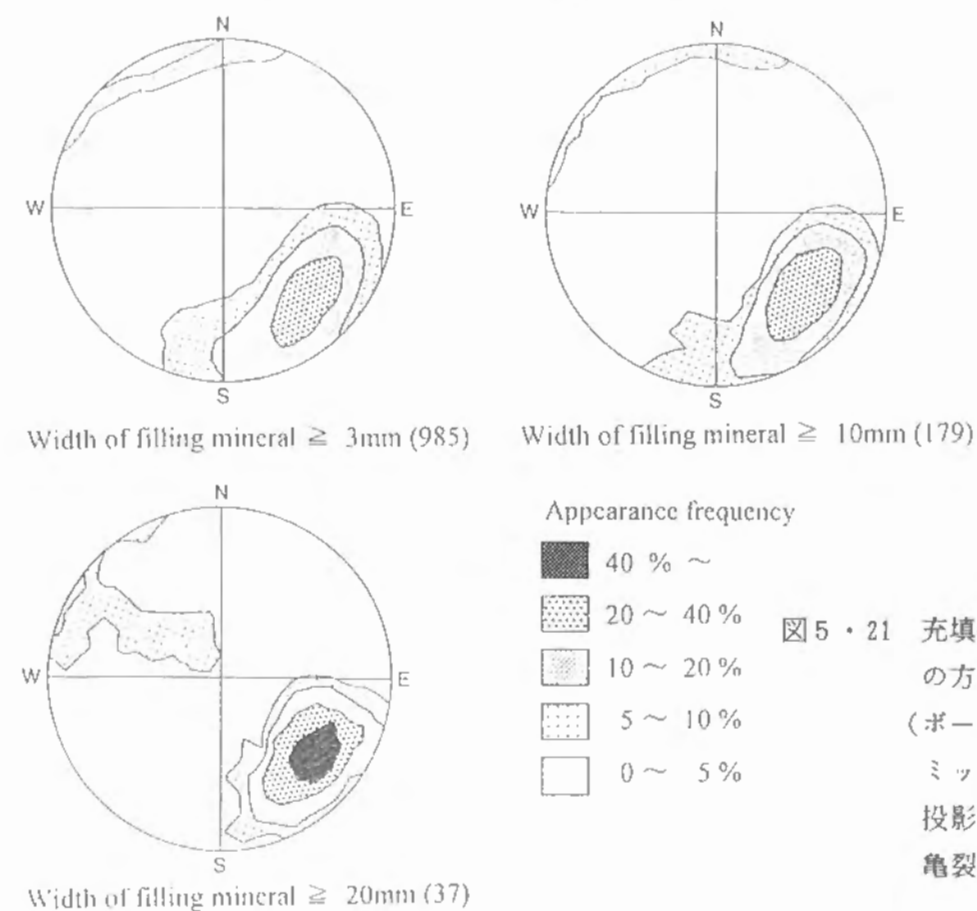


図5・21 充填鉱物の幅と亀裂の方位分布との関係 (ボーリング孔, シュミットネット下半球投影で括弧内の数は亀裂数を表す)

的分布と連続性を詳細に明らかにするために、地球統計学、ファジィ理論の適用を試みる。

5・4・2 地球統計学を用いた変質ハローの幅、亀裂充填鉱物の幅の空間的分布の解析

岩盤の水理学的性質の把握を目的とし、有限要素法を用いた浸透流解析がよく行われている（例えば宮北・藤崎（1992）など）。このような数値シミュレーションで最も重要なのは、限られた量の測定データから岩盤の物性値の分布をどのようにモデル化するかである。特に、岩盤の水理学的性質は、5・4・1での解析結果から亀裂の性状と密接に関連することが推定されたので、亀裂属性の空間的分布に対する適切な評価法が必要となる。亀裂は方位を有する要素であるために、属性値の分布のモデル化に際しては測定データ間の距離のみではなく、方位も考慮しなければならない。すなわち、岩盤中の任意の位置、あるいは区間における値を近くの測定データに基づいて推定するのに、各方向におけるデータの空間的相関性、つまりデータ間の距離と値の分散との関係に応じた重み係数を各データに付けるのである。このような解析に最も適する手法は、2・3・1で述べた地球統計学である。しかしながら、岩盤亀裂群の解析に地球統計学を適用した例は、La Pointe and Hudson（1985）による亀裂頻度の推定など僅かであり、属性値の分布に対するモデル化法としての有用性はまだ確認されていない。そこで、N17°WとN73°E方向に錐進された10本の水平なボーリング孔の亀裂データを用い、透水性と関連した亀裂属性として変質ハローの幅と亀裂充填鉱物の幅に注目し、それらの空間的分布の解析に地球統計学の適用を試みた。以下、各ボーリング方向での亀裂データをまとめてN17°W系、N73°E系と称する。

各ボーリング孔に現れた亀裂の方位分布には孔軸方向の影響が及んでおり、図5・22に示すように孔軸と高角度で交わる方位の亀裂は多く観測されている。すなわち、N17°W系ではN60°～80°E走向の亀裂が特に顕著であるのに対し、それと直交する

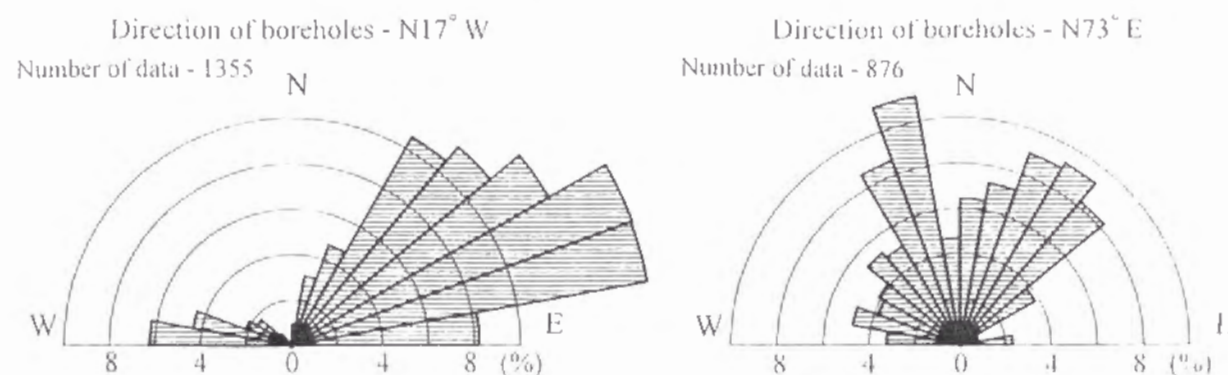


図5・22 N17°WとN73°E方向の水平ボーリング孔で観測された亀裂の走向分布

N73°E系ではN20°～50°Eとともに、N17°W系には現れていないN10°～30°W走向の亀裂が卓越するようになる。このように亀裂の現れ方が異なるので、属性値の空間的分布の解析においては全亀裂データをまとめずに、錐進方位が同じであるボーリング孔データのみを対象とし、それらに卓越した方向の亀裂の性質を明らかにする。

モデル化に用いる原データの分布状態を検討するために、1 m区間ごとに変質ハローの幅と充填鉱物の幅の平均値を求めた。その結果を図5・23に示す。各属性値の分布は複雑であるが、それらの特徴をバリオグラムによって抽出する。まず、亀裂の方位を考慮せずに、亀裂の位置のみから各属性値に対するバリオグラムを求めた結果の一例を図5・24に示す。図からわかるように、いずれの属性値の分散もデータ間の距離とは無関係で、ほぼ一定値をとり、隣接したデータでも同様の値を示すとは限らない。これから亀裂の方位を考慮しなければ、データの空間的相関性は見出されないことが確かめられる。

次に、任意の亀裂を走向方向に延長し、それと他のボーリング孔との交点から0.5 m以内に走向角のずれが10°以内の亀裂が存在した場合には、両者は連続するものとみなし、それらの属性値と距離からバリオグラムを作成した。ただし、180°を中心角30°の6つの扇形領域に分け、それらの中心方向をEW, N60°E, N30°E, NS, N30°W, N60°Wとし、各領域の角度の範囲に対応する走向をもった亀裂に基づいて6方向のバリオグラムを算出する。例えば、走向がN45°E～N75°Eの範囲にある亀裂は、中心方向がN60°Eの領域に入る。計算の結果を図5・25に示すが、変質ハローの幅に関しては、亀裂の走向を考慮してもいずれの方向のバリオグラムにも特徴が

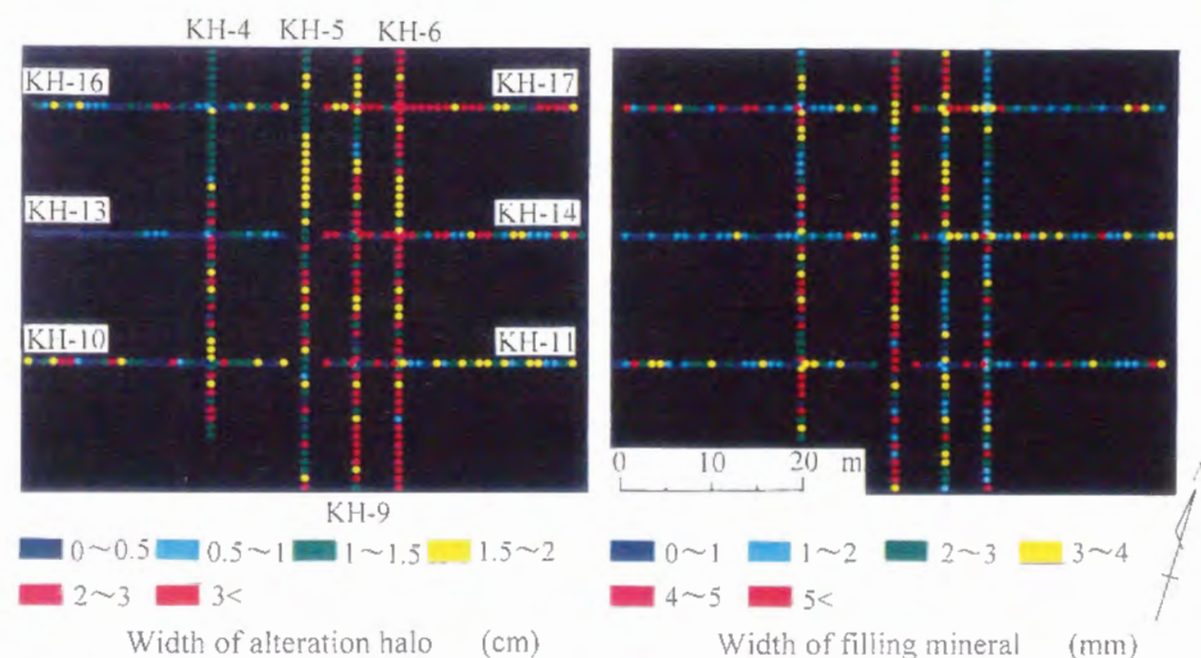


図5・23 1 m区間当りの変質ハローの幅と充填鉱物の幅の平均値

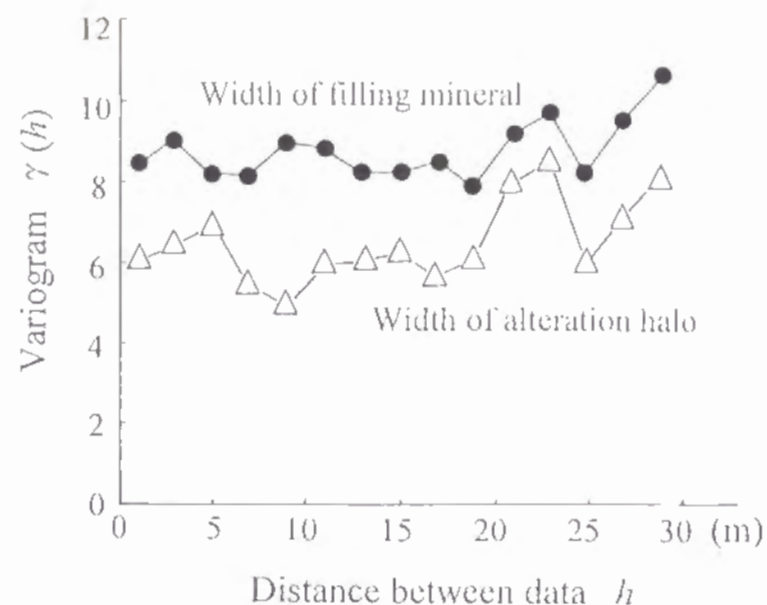


図5・24 KH-4孔における変質ハローの幅と充填鉱物の幅に対するバリオグラム

みられず、データ間の距離と幅とに関連性はない。すなわち、変質ハローのような化学反応による生成物の幅は、亀裂の幅と大略的には相関性をもつものの、それよりはむしろ亀裂周辺の微細構造などに支配され、同一の亀裂上の隣接した場所においても値が異なる亀裂属性値であると考えられる。

一方、充填鉱物の幅に対するバリオグラムには距離とともに値の分散が増加するという傾向が概ねみられ、これに式(2・11)に示す理論曲線の1つである球モデルを当てはめても妥当である。なお、N30°WとN60°W方向のバリオグラムはEW方向と同様の傾向を示すとみなせるが、バリオグラムを算出するための亀裂の組数が少ない

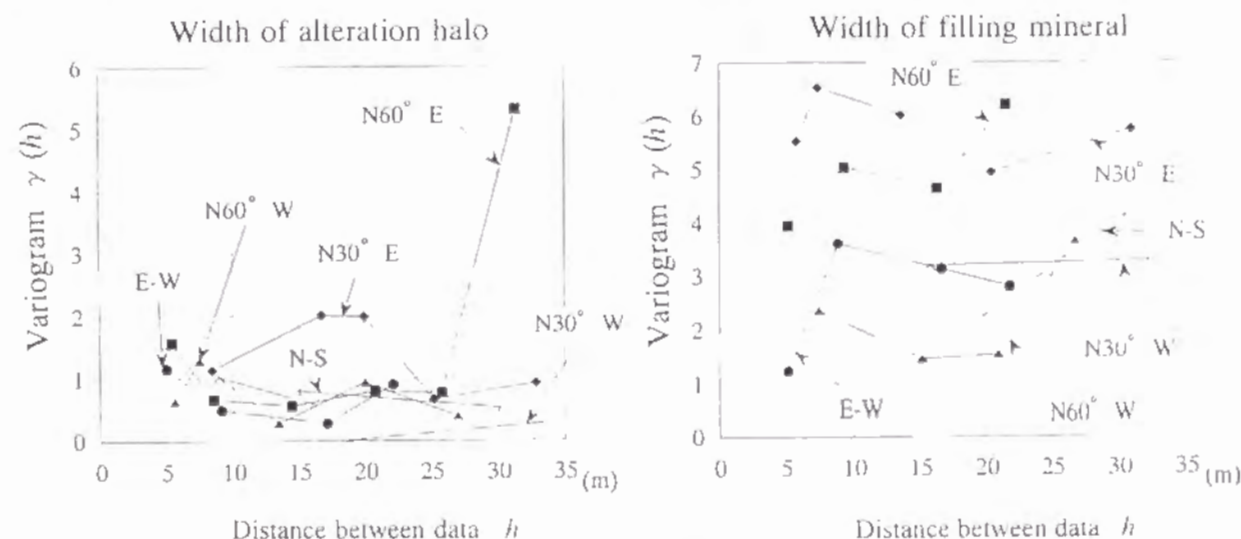


図5・25 連続性が仮定される亀裂に基づく変質ハローの幅、充填鉱物の幅の分布に対する方向ごとのバリオグラム

ので、N30°W・N60°W・EW方向のバリオグラムを1つにまとめる。その結果、バリオグラムの特徴として次の2点があげられる。

- ・N30°W・N60°W・EW方向の分散が小さく、これらの方向においてレンジ(値の相関性がなくなる距離)は20m程度と判断できる。
- ・N30°EとN60°E方向に対するバリオグラムは同じ傾向を示し、レンジはともに15m程度である。

これらより、解析区域においては15~20mの距離まではデータ間に相関性が存在し、この大きさは岩盤の最小構造単位を表すものと推定できる。

以上の6方向に対するバリオグラムをもとに、各ボーリング孔で挟まれた領域を1m四方の格子で区切り、2・3で述べたクリッキング法によって亀裂充填鉱物の幅の分布を推定した。すなわち、前述の条件によってボーリング孔間での連続性が推定される亀裂の組を抽出し、それらを結ぶ線分が横切る格子の中心点とボーリング孔での亀裂の位置との距離、亀裂の走向に対応する方向のバリオグラム、および充填鉱物の幅のデータをもとに、式(2・12)と(2・16)から格子の中心点での値を算出する。N73°E系とN17°W系のボーリング孔亀裂データから構築されたモデルを図5・26(a)、(b)に示す。ここで、各系列の亀裂データの走向分布(図5・22)を考慮すると、(a)、(b)のモデルはそれぞれ南北方向、および北東-南西~東西方向に卓越する亀裂の幅の分布を表すものとみなせる。

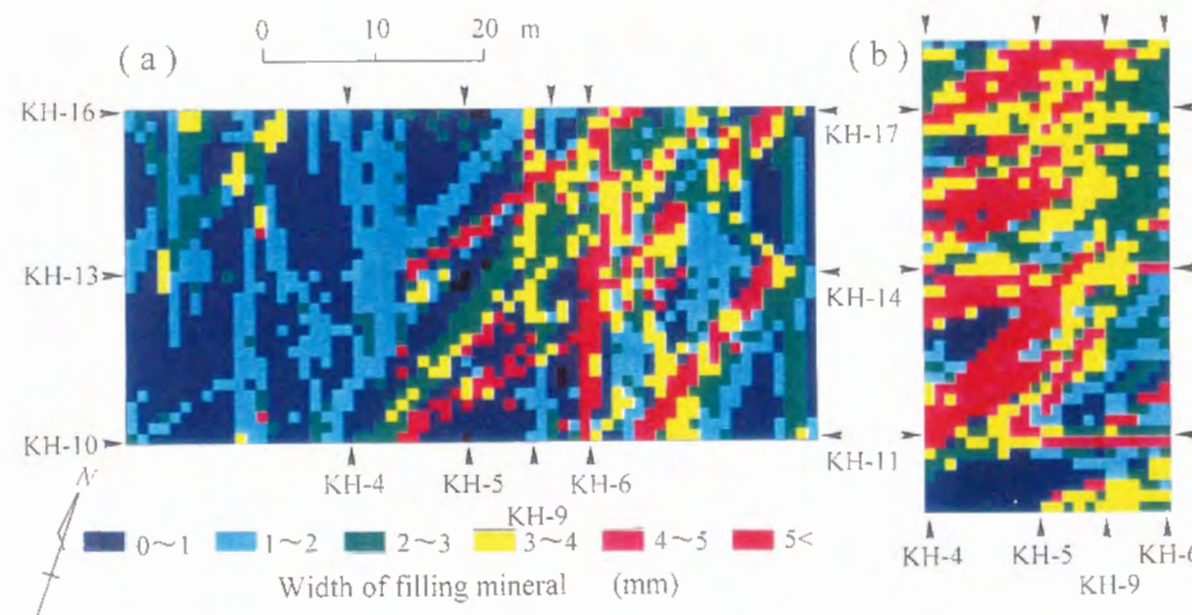


図5・26 クリッキング法に基づく亀裂充填鉱物の幅の推定分布
(a)はN73°E方向、(b)はN17°W方向のボーリング孔における亀裂データに基づく)

これらのモデルより幅が大きく、しかも連続性の良いゾーンが岩盤中に存在していることが明らかとなった。この存在は(b)のモデルにおいてより明瞭であり、ゾーンを形成する亀裂の走向は北東-南西と東北東-西南西に限られ、主にKH-4孔とKH-9孔(図5・2)の間に位置する。また、(a)のモデルに現れたゾーンも主として北東-南西方向であり、それ以外では領域の東側に北北西-南南東方向のゾーンが1本認められるのみである。この結果からも卓越方向の1つであるN20°W・90°の亀裂の幅は、空間的に一様に小さい分布を示すことが確かめられる。

5・5 透水性と関連した属性の構造に基づく亀裂の分類

5・5・1 ファジィC-means法

データベース化した多様な亀裂属性の中で、透水性に関連すると推定される変質の程度、変質ハローの幅、充填鉱物の幅を対象に、それらと湧水の程度との関係を検索したところ、正の相関性が見出されたが、その程度は強いものではない。これは亀裂属性の構造が一様ではないことを意味すると考えられる。一般に、属性の構造を把握するために、データ間の類似性に基づいてデータを分類するというクラスター分析の手法が用いられる。ただし、属性には非数値型データも含まれるので、これを予め数値化する必要がある。このような操作を行った場合、データが各グループに属するか否かの2値論に基づく通常のクラスター分析法は用いられない。なぜならば、入力データは主観的な判断に基づくので幅を有し、これによって2つ以上のグループに属する可能も生ずるからである。そこで、各グループに属する可能性の程度を求めるというファジィクラスタリングの手法を適用し、各グループでの属性の構造、および各グループの空間的配置を明らかにする。以下ではファジィクラスタリングの代表的手法であるファジィC-means法(Bezdek, 1980)について述べる。

いま、 n 個のデータがあり、各データは p 個の属性をもつとする。すなわち k 番目のデータはベクトル $X_k = (x_{k1}, \dots, x_{kp})^T$ で表される。これらのデータを c 個($2 \leq c < n$)のグループに分類する。 k 番目のデータが i 番目のグループに属する可能性の程度(帰属度)を μ_{ik} と表すと、 $c \times n$ の帰属度行列 $U = [\mu_{ik}]$ ($i = 1, \dots, c; k = 1, \dots, n$)は次の条件

$$(1) \mu_{ik} \in [0, 1] \quad (1 \leq i \leq c, \quad 1 \leq k \leq n) \quad (5 \cdot 9)$$

$$(2) \sum_{i=1}^c \mu_{ik} = 1 \quad (1 \leq k \leq n) \quad (5 \cdot 10)$$

$$(3) 0 < \sum_{k=1}^n \mu_{ik} < n \quad (1 \leq i \leq c) \quad (5 \cdot 11)$$

を満足しなければならない。また、 i 番目のグループの平均ベクトルを $V_i = (v_{i1}, \dots, v_{ip})$ ($i = 1, \dots, c$)とし、 X_k と V_i との類似度をユークリッド距離

$$d_{ik} = \|X_k - V_i\| = \sqrt{\sum_{j=1}^p (x_{kj} - v_{ij})^2} \quad (5 \cdot 12)$$

によって表す。

クラスター分析における分離精度は、同一グループに属するデータのまとまりが良く、グループ間の分散が大きいほど高い。そのために、次式に示すグループ内偏差平方和 J_m を目的関数に設定し、これを最小化する。

$$J_m = \sum_{i=1}^c \sum_{k=1}^n (\mu_{ik})^m \|X_k - V_i\|^2 \quad (5 \cdot 13)$$

$$V_i = \frac{\sum_{k=1}^n (\mu_{ik})^m X_k}{\sum_{k=1}^n \mu_{ik}} \quad \text{ただし, } m > 1 \quad (5 \cdot 14)$$

ここで、 m は μ_{ik} に対する重み係数であり、 μ_{ik} の大きい X_k ほど V_i の算出に及ぼす影響が強くなるようにするためのものである。通常 m の値は2とおく。目的関数 J_m

を未知量 V_i と μ_{ik} に関して偏微分し、 $\sum_{i=1}^c \mu_{ik} = 1$ となる条件を用いれば、 J_m を最小化するための必要条件は、

$$V_i = \frac{\sum_{k=1}^n (\mu_{ik})^m X_k}{\sum_{k=1}^n (\mu_{ik})^m} \quad (5 \cdot 15)$$

$$\mu_{ik} = \frac{1}{\sum_{j=1}^c \left(\frac{\|X_k - V_i\|^2}{\|X_k - V_j\|^2} \right)^{1/(m-1)}} \quad (5 \cdot 16)$$

と表される。

ファジィC-means法では繰り返し計算によって帰属度行列 U を求めるが、そのステップは次のようである。まず、 U に適当な初期値 $U^{(0)}$ を与え、グループの平均ベクトル $V_i^{(0)}$ を式 (5・15) から求める。これによって、式 (5・16) から $U^{(0)}$ の値が修正され $U^{(1)}$ となり、これに対する $V_i^{(1)}$ も求まる。この計算を繰り返し、 $i+1$ 回めの計算値 $U^{(i+1)}$ が

$$\|U^{(i+1)} - U^{(i)}\| \leq \varepsilon \quad (\varepsilon \text{ は収束判定値}) \quad (5 \cdot 17)$$

を満たせば収束したとみなし、計算を終了する。

5・5・2 坑道亀裂データへの適用結果

亀裂の分類に当り、鉱物の種類や変質の色などの数値化してもその大小に意味をもたない属性データは、式 (5・12) に示すように距離の概念に基づくクラスタリングには用いられない。この観点で亀裂の分類の基準となる属性を表5・1から選ぶと、変質の程度、変質ハローの幅、充填鉱物の幅、湧水の程度の4つになる。

まず、これらの属性のいずれもが0～1の範囲で値をもつように基準化するために、各々のメンバーシップ関数を次のように定義する。変質の程度に対しては、表5・2に示す変質率の中間値をメンバーシップ値に設定する。変質ハローの幅、充填鉱物の幅については、それらの累積出現頻度が90%となる100mm、30mmを上限に定め、それ以上の幅に対してのメンバーシップ値を1とし、他の場合は0mm～上限値の範囲内での位置に応じてメンバーシップ値を比例配分する。例えば、充填鉱物の幅15mmに対するメンバーシップ値は0.5である。さらに、湧水の程度に対しては、湧水の特徴をもつ亀裂の重みが大きくなるようにメンバーシップ関数をlog関数で表す。すなわち、各段階でのメンバーシップ値を、乾燥している (I) : 0, 水が滲んでいる (TR) : 0.5, 滴水がある (D) : 0.79, 流水がある (L) : 1.0とおく。

2つの坑道で観測された全亀裂データに対し、グループ数を3、式 (5・17) の収束条件 ε の値を 10^{-3} としてファジィクラスタリングを行った。各グループに属する可能性の程度が0.5以上である亀裂をもとに、各グループにおける属性の構造を図5・27のヒストグラムで比較する。その結果、各グループの特徴は以下のようにまとめられる。

グループ①：変質ハローの幅と充填鉱物の幅の両方、もしくはその一方が特に大きく、上限値以上のものの割合が多い。しかしながら、乾燥している亀裂がほとんどであり、透水性は低いと考えられる。

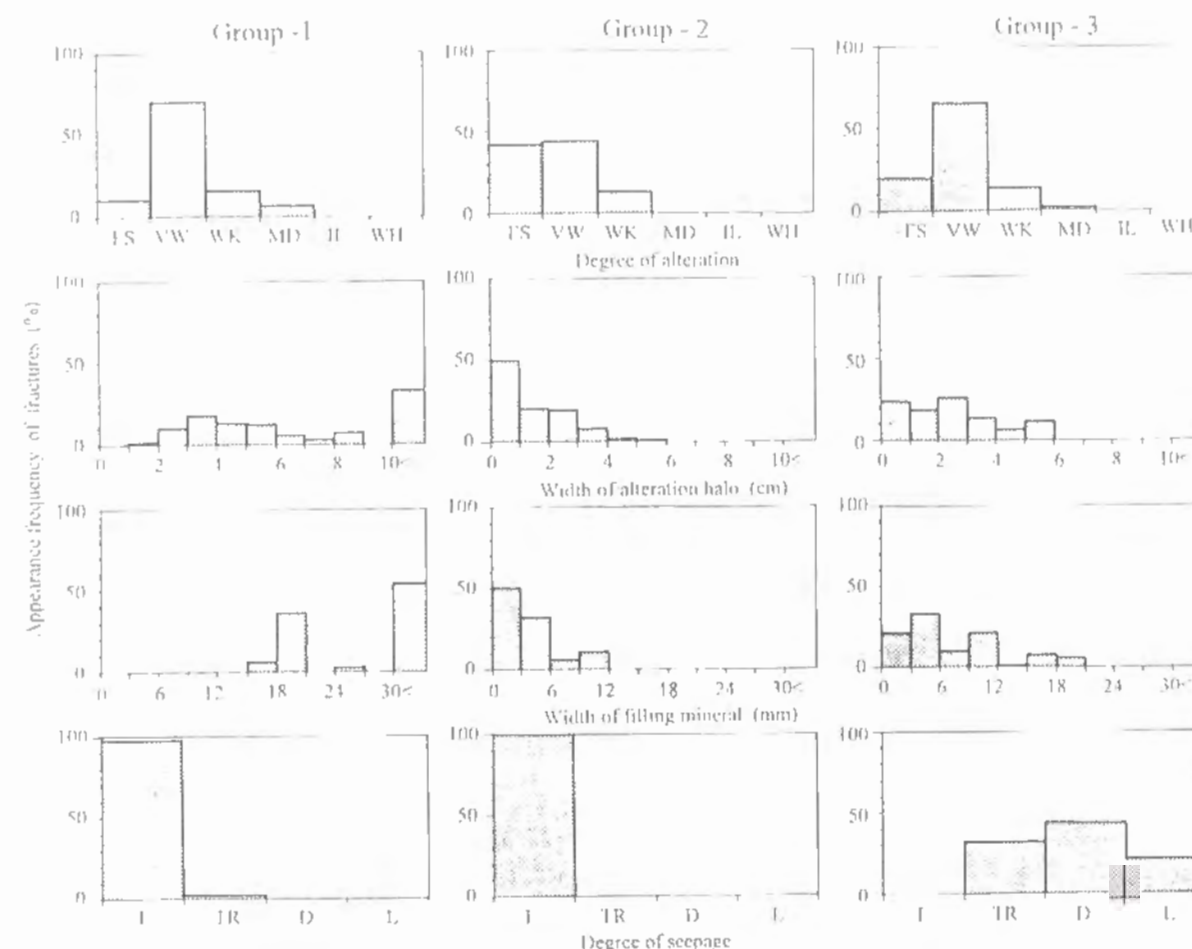


図5・27 坑道亀裂データのファジィクラスタリングによって分類された各グループにおける属性の頻度分布 (各グループに属する可能性の程度が0.5以上の亀裂に基づく)

グループ②：いずれの属性においても、その程度や値が3つのグループ中で最も小さい。

グループ③：湧水の徴候を示す亀裂が多く含まれるグループであり、変質ハローの幅と充填鉱物の幅はグループ②よりも大きい。

なお、変質の程度についてはグループ間の差は小さい。グループ③の特徴に基づけば、対象地区では概して3～12mmの充填鉱物幅をもつ亀裂の水理的開口幅が大きいと考えられる。

次に、NE坑道とNW坑道をそれぞれ5m間隔に区切り、各区間内に位置する亀裂が各グループに属する可能性の程度を平均することで、グループの存在位置を明瞭にした。その結果は図5・28に示すとおりであり、透水性が高いと考えられるグループ③に属する可能性は坑道に沿って大きく変動するが、特に可能性の高い区間は5・4・1での解析結果によって両坑道間での亀裂の連続性が推定されたところでもある。また、可能性の程度の変動パターンには両坑道間で類似性が認められる。これを定量化

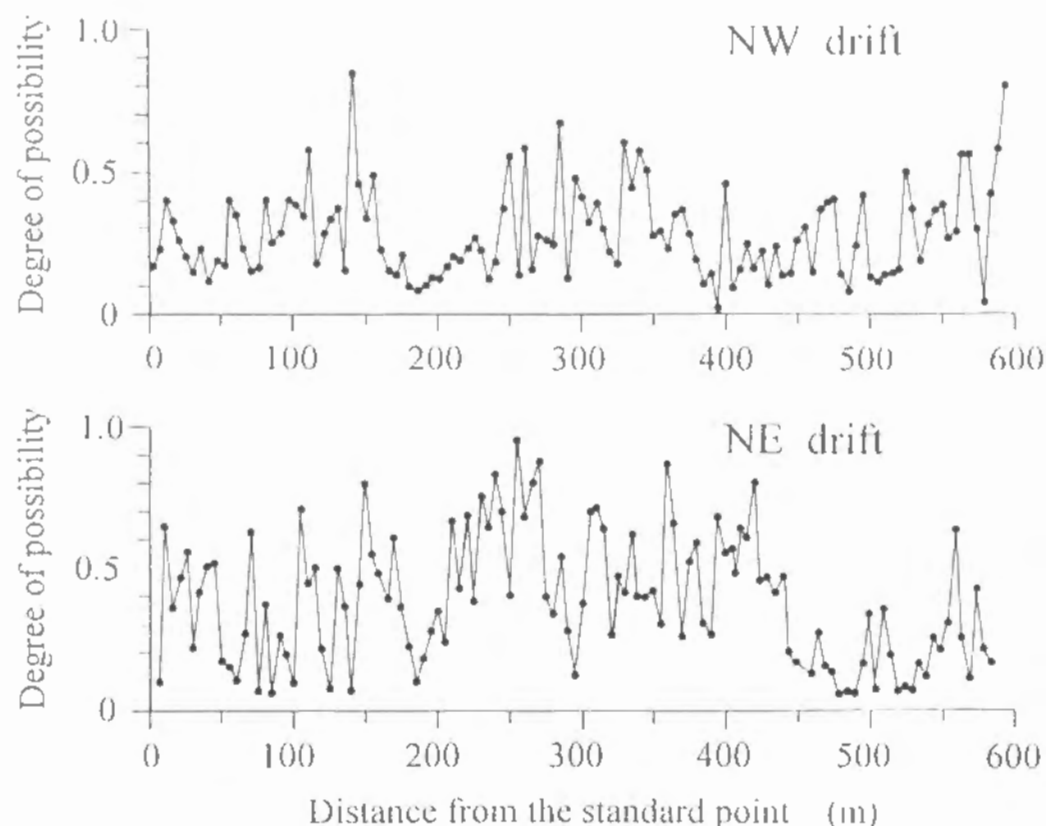


図5・28 各5 m区間内の亀裂がグループ③に属する可能性の程度の平均

するために、NE坑道の各区間をNW坑道のそれと τ 区間分ずらした状態に対する可能性の程度の差 $d(\tau)$ を次式によって表した。

$$d(\tau) = \left\{ \sum_{i=1}^3 \sum_{j=1}^n (U_{ij+\tau}^{NE} - U_{ij}^{NW})^2 \right\} / n \quad (5 \cdot 18)$$

ただし、 n は区間数、 U_{ij}^{NW} はNW坑道の j 番目の区間においてグループ i に属する可能性の程度を表す。 $\tau = 0 \sim 30$ までの $d(\tau)$ を図5・29に示すが、 $d(\tau)$ は $\tau = 0$ のとき最も小さいことがわかる。ラグ $\tau = 0$ において対応する区間を両坑道間で結ぶ方向は東北東—西南西である。ゆえに、4つの属性を組み合わせたファジィクラスタリングからも、この方向に性質の類似した亀裂が連続していることが推定できる。

5・5・3 ボーリング孔亀裂データへの適用結果

10本の水平なボーリング孔での亀裂データに対してもファジィクラスタリングを適用し、属性の構造が類似した亀裂の空間的分布状態を把握する。ただし、ボアホールテレビによる亀裂調査であるために、湧水の程度はデータに含まれていないので、変

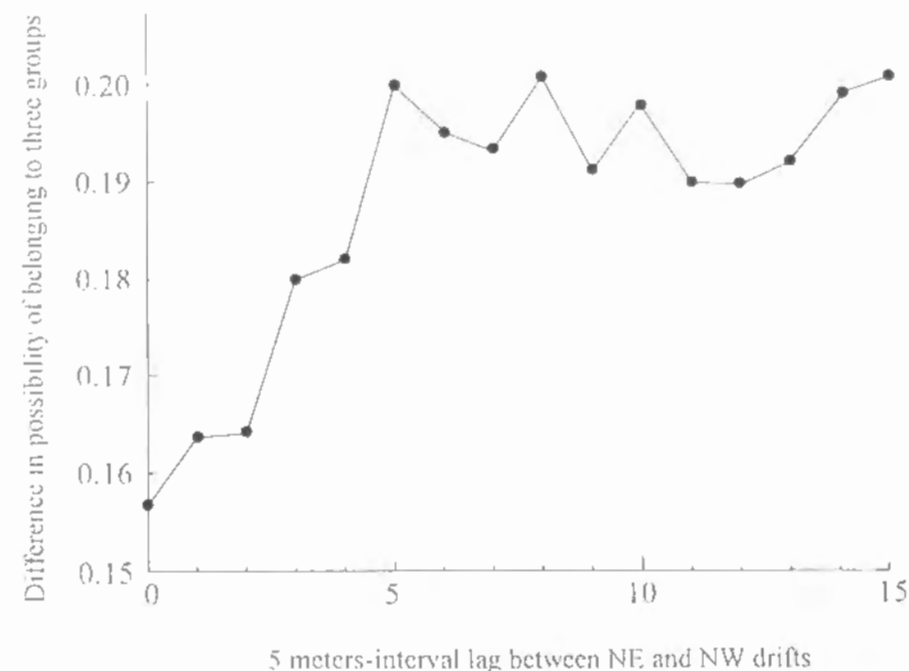


図5・29 NE坑道の各区間をNW坑道のそれと τ 区間分ずらした状態に対する可能性の程度の差

質の程度、変質ハローの幅、充填鉱物の幅の3つの属性を分類の基準とする。

ここで、N17°W系とN73°E系の亀裂データにおいて、累積出現頻度が90%を超える各属性の程度、あるいは値はほぼ同じなので、これらに対するメンバーシップ値が1.0になるように設定した。すなわち、変質の程度は「弱」（変質率0.3）、変質ハローの幅は8 mm、充填鉱物の幅は4 mmを上限とする。それ以上の程度・値に対してはメンバーシップ値を1.0とし、他の場合は0～上限の範囲内での位置に応じて、メンバーシップ値を比例配分する。坑道データと同様にグループ数を3、式(5・17)の収束条件を 10^{-3} としてファジィクラスタリングを実行し、各グループに属する可能性の程度が0.5以上である亀裂をもとに各グループの特徴を抽出する。

各属性の構造をグループごとに示すと図5・30のようであり、以下に各グループの特徴をまとめる。

グループ①：変質の程度は僅かであるが、変質ハローの幅が大きいことで特徴付けられるグループであり、メンバーシップ値0.5以上に対応する4 mm以上の割合が60%と最も高い。

グループ②：変質ハローの幅は4 mm以下、充填鉱物の幅は2 mm以下と小さい亀裂が80%の割合を占める。したがって、透水性は低いと考えられる。

グループ③：変質の程度が「弱」以上である亀裂からなる。変質ハローの幅が4 mm以上の割合は40%とグループ①よりも小さいが、充填鉱物の幅は最も大きく、2 mm以上の亀裂が60%を占める。

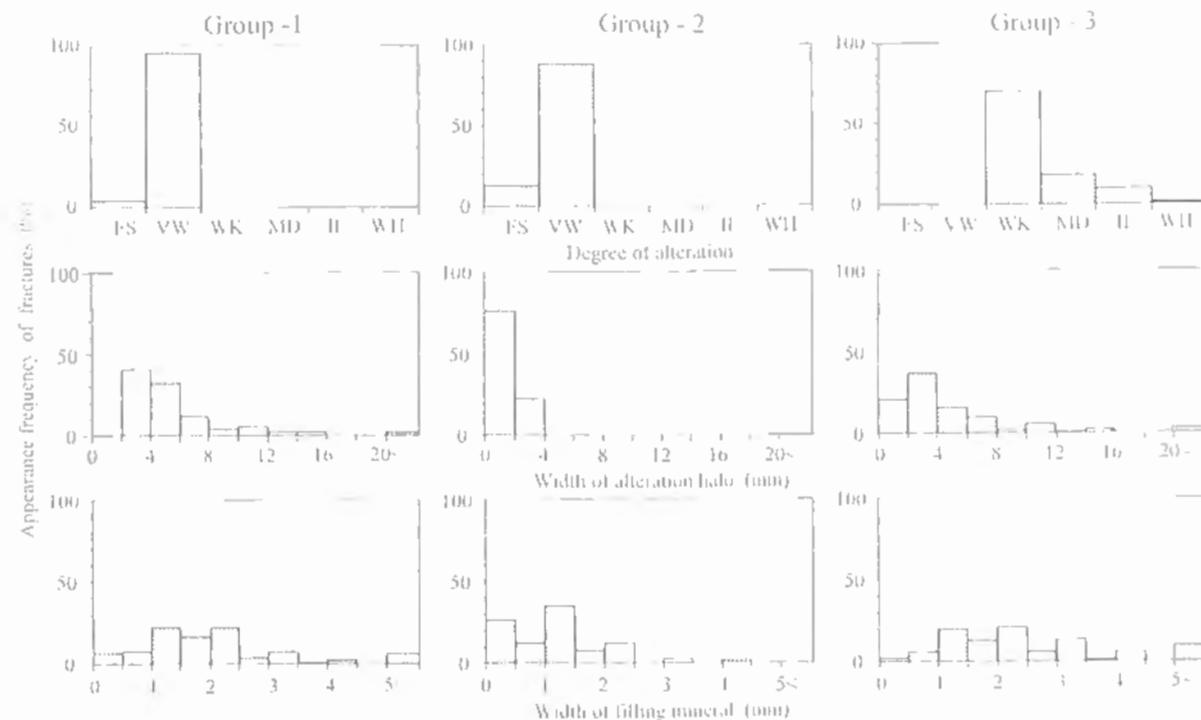


図5・30 ボーリング孔亀裂データファジィクラスタリングによって分類された各グループにおける属性の頻度分布(各グループに属する可能性の程度が0.5以上の亀裂に基づく)

前述のように、充填鉱物の幅は水理的開口幅に関連すると考えられるので、グループ③に属する亀裂の透水性は高く、その分布によって「水みち」の特定が可能になる。これを検証するために、次節で地下水の流れに関する有限要素法を適用した。

次に、各グループにおける亀裂の走向分布を表すと図5・31のようになる。グルー

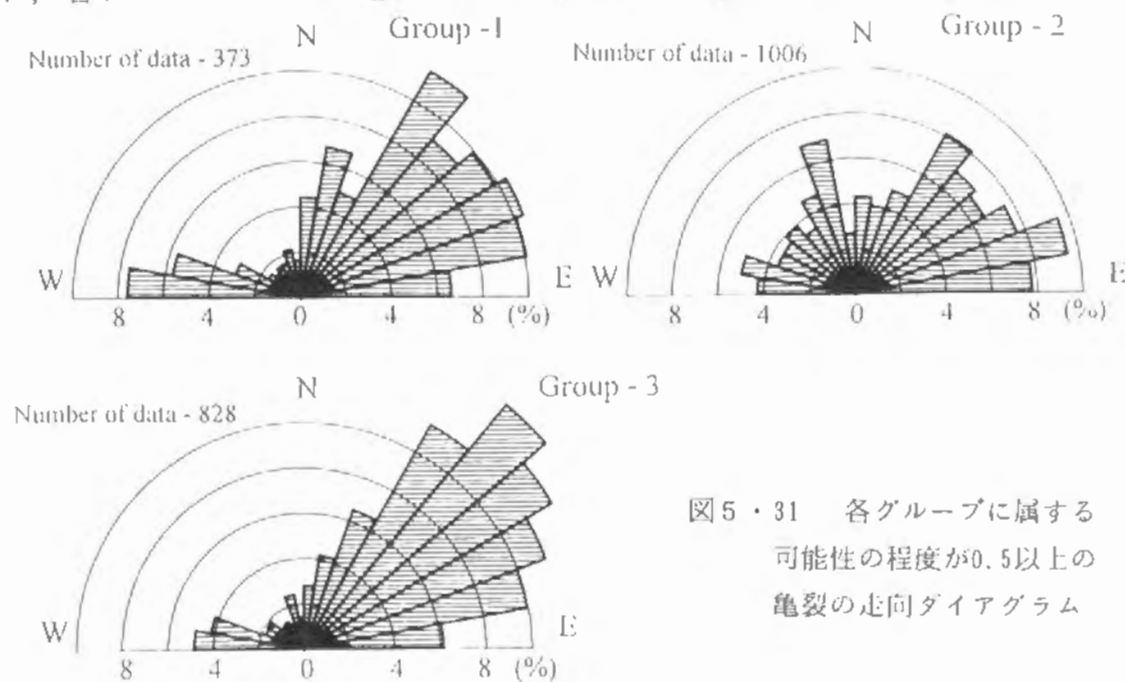


図5・31 各グループに属する可能性の程度が0.5以上の亀裂の走向ダイアグラム

プ③に属する亀裂の走向はN30°~80°Eの範囲にあり、特にN40°~50°Eの割合が高い。グループ①の亀裂の走向も主に北東-南西方向であるが、グループ③よりも走向の分散が大きい。これらのグループに含まれる北西-南東走向の亀裂はごく僅かであるのに対し、いずれの属性の程度・値が小さいグループ②にはN10°~30°W走向の亀裂も多く現れ、卓越方向の1つになっている。5・3での個々の属性に対する検索結果から推定されたように、亀裂の方位によって各属性値の頻度分布が異なることがファジィクラスタリングによってより明瞭になったといえる。

さらに、グループ③に属する亀裂の分布を、その位置と走向に対応させて表した結果が図5・32である。これらの分布には空間的な偏りがみられ、KH-9孔における中央から北側の部分、およびKH-9孔とKH-17孔の交差部付近に特に多く現れている。この離散的な分布から亀裂の連続性を明らかにするために、任意の亀裂を走向方向に延長し、他のボーリング孔と交差する位置から0.5m以内に、走向角と傾斜角の相違がそれぞれ10°、20°以内である亀裂が存在する場合には2つの亀裂をつないだ。この操作をすべての亀裂に対して行くと図5・33に示す結果が得られる。図では20m以上と特に良い連続性が推定される亀裂を太線で表すが、このような部分が水みちになり得ると考えられる。最も顕著な線分の方角はN30°~50°Eであり、N15°EやN60°W方向はともに1つしか見出せない。しかし、N30°~50°E走向の亀裂の多くはKH-4、5、9間の方に連続性が限られる傾向にある。N73°系の孔軸と平行するN70°E方向で20m以上の連続性をもつ亀裂も数本みられるが、これらはいずれもKH-4孔からグループ③に属する亀裂が少ないKH-6孔までつなげられる。この方向は2つの坑道における亀裂の卓越方向に対応するので、坑道間の小領域に対する詳細な解析により、広域的に連続する亀裂の存在が確からしいものとなった。

以上のように、離散的に得られた亀裂の連続性を評価するには、亀裂の方位のみでなく「属性の類似性」という規準も不可欠であり、それによって岩盤の水理学的性質を特徴付ける亀裂を抽出することが可能となる。

5・6 岩盤内浸透流に関する考察

岩盤内浸透流の挙動を予測するために、ファジィクラスタリングの結果に基づいて物性値の分布モデルを作成し、これに有限要素法の適用を試みる。ここでは、等方性の2次元被圧定常問題を想定し、ガラーキンの手法(例えばPinder and Frind(1972))を用いる。すなわち、流れの基礎方程式は次のように表される。

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(T \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T \frac{\partial h}{\partial y} \right) + q = 0 \quad (5 \cdot 19)$$

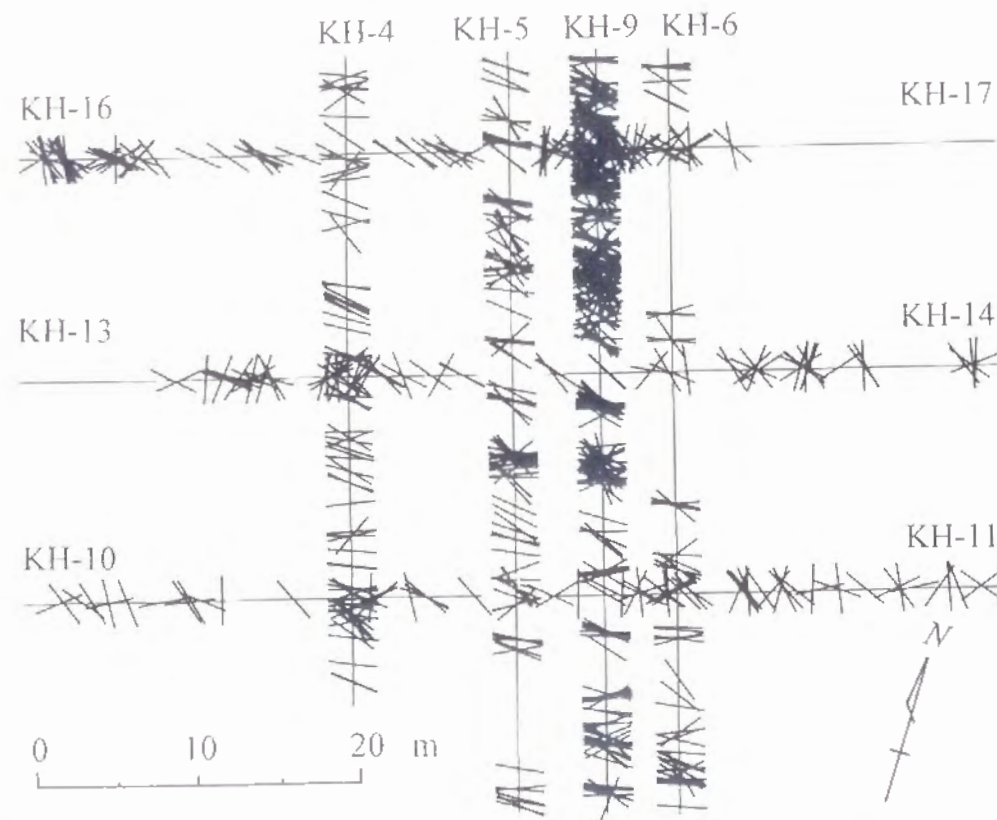


図5・32 透水性が高いと考えられるグループに属する可能性の程度が0.5以上の亀裂の位置とその走向

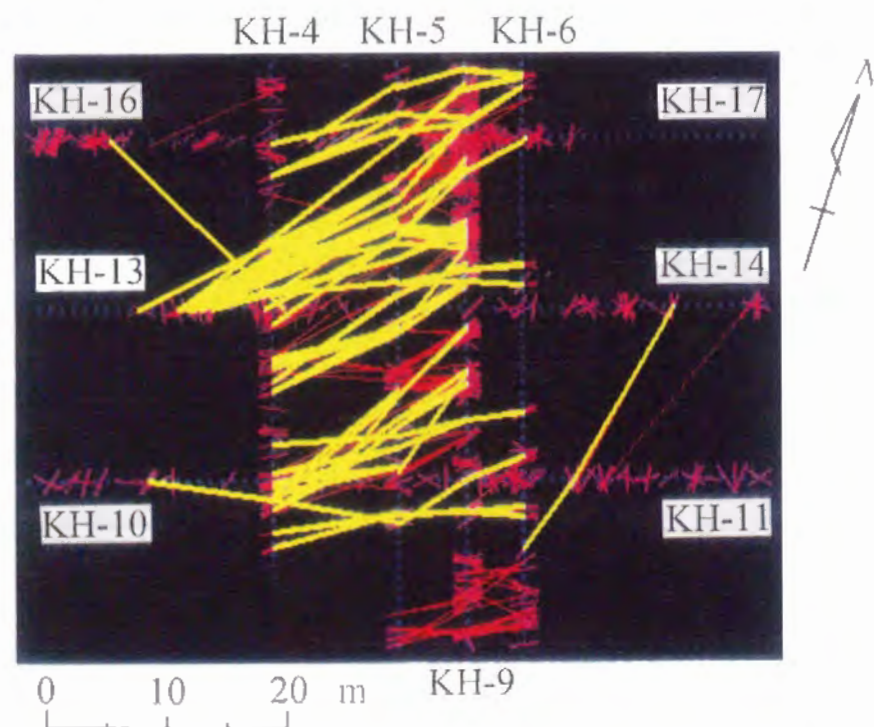


図5・33 図5・32に示す亀裂を位置と方位に関する許容条件の下でつないだ結果 (20m以上の連続性が推定される部分を太線で示す)

ここで、 T は透水量係数、 h は水頭値、 q は単位面積当りの涵養量を表す。

亀裂充填鉱物の幅の推定分布 (図5・26) と連続性の良い亀裂の分布 (図5・33) から、本対象領域では南北方向よりも東西方向に水が流れやすいことが容易に推測できる。そこで、KH-4孔とKH-6孔で囲まれた領域をシミュレーションの対象とし、境界条件としてはKH-4孔とKH-6孔での水頭を固定するとともに (それらの差は1mでKH-4孔の方が高い)、それらに直交する境界を不透水性境界に設定した。このような条件でのシミュレーションは孔間透水試験に対応するものと考えられる。KH-4孔の方の水頭を高くした理由は、当サイトの地表面は東側へ傾斜し、地下水の流れもこの地形に関連すると想定したことによる。有限要素法に用いた要素の形状は直角二等辺三角形で、節点数は1152・要素数は2162である。

当サイトでは孔間透水試験が実施されており、透水係数の値は最大 10^4 のオーダーでばらつくことが知られている (長ほか, 1990)。この現象は主として亀裂の性状や分布形態に起因すると考えられるので、ファジィクラスタリングによって20m以上の連続性が推定された亀裂が通る要素 (E_1) と他の要素 (E_2) との透水量係数に差を付ける必要がある。当然、その差が大きいほど浸透流の形態に亀裂の影響が大きく現れるようになるが、ここでは試験結果から判断して E_1 と E_2 の透水量係数の比を 10^2 に設定した。

シミュレーションの結果を等水頭線、および流量に比例した大きさをもつ流動ベクトルによって表すと図5・34のようである。図より亀裂の存在によってチャンネルフローが形成されるといえ、亀裂がない部分よりも水頭値は低く、流動ベクトルは亀裂の方向と調和し、その大きさは亀裂の部分で増加する傾向にある。連続性の良い亀裂が少なくなる領域東部においては、流速が増加するという特徴も抽出されている。また、KH-6孔に相当する領域東部境界での単位面積当り

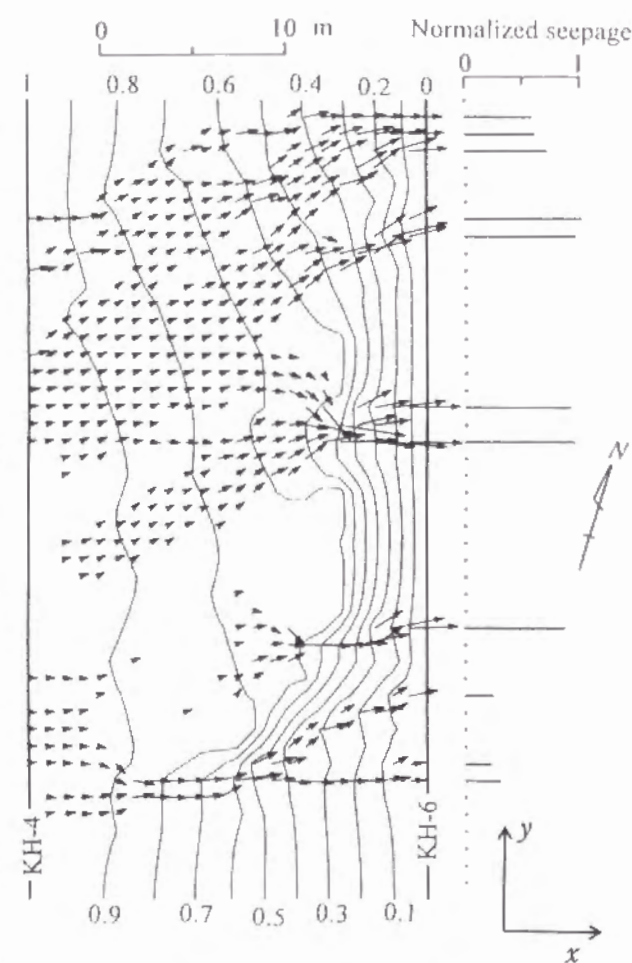


図5・34 被圧2次元問題の有限要素法による等水頭線と流動ベクトル、および領域右端における流量の相対的な大きさ (左端・右端での水頭値はそれぞれ1, 0に基準化している)

の流量 q^* を,

$$q^* = -k \frac{\partial h}{\partial l} \quad (5 \cdot 20)$$

から求め、その相対的な大きさを図 5・34 の等水頭線図の右側に表した。ただし、 k は透水係数、 l は x 軸方向に沿った距離であり、透水量係数と同様に E_1 と E_2 の透水係数の比を 10^3 とおいた。流動ベクトルとの関係から解析の結果を検討すると、領域を貫通する亀裂の透水性が評価でき、領域端部よりも中央部に位置する亀裂において大きな流量が推定される。

このように、亀裂の属性を考慮した本モデルによれば、岩盤内浸透流の挙動を適切に予測することが可能であるといえる。

5・7 結言

釜石鉱山における坑道とボーリング孔を利用した大量の亀裂調査データをもとにデータベースを構築し、複数の亀裂属性間の対応関係、および属性の空間的分布を抽出する手法について検討した。また、亀裂の方位分布を確率的にモデル化し、それと属性の空間的分布を組み合わせることで透水性に関連した亀裂の構造を明らかにした。得られた成果をまとめると次のとおりである。

- (1) 「積」と「選択」の集合演算を用いれば、亀裂情報データベースから亀裂属性間の対応関係を抽出できる。
- (2) 亀裂の方位の出現頻度に対する観測面の方位の影響を補正した後に離散的な確率密度関数を求め、これをルジャンドルの陪関数によって連続関数に変換すれば適切な方位分布モデルが構築される。
- (3) データベースの検索により、北西方向と北北東方向の坑道における亀裂の幾何学的形状は相似的な関係にあり、変質の程度と変質ハローの幅は亀裂の透水性と関連する属性であることがわかった。また、単位長さ当りの亀裂数は周期的に変動し、その頻度が高い部分に湧水の程度・変質の程度・充填鉱物の幅の大きい亀裂が多いという傾向が得られた。両坑道におけるそれらの位置を最短距離で結ぶ方向は東北東-西南西であり、これは亀裂・リニアメントの卓越方向、および岩脈の方向と調和し、透水性の高いゾーンがこの方向に連続していると考えられる。
- (4) 孔軸が同じ方位であるボーリング孔データにおいて、連続性が仮定される亀裂をもとにその属性値のバリオグラムを求めたところ、亀裂充填鉱物の幅には 15~20 m の距離まで相関性があることがわかった。バリオグラムとクリッキング法により、ボー

リング調査領域における充填鉱物の幅の分布を推定した結果、幅が大きく、しかも連続性の良い亀裂は北東-南西と東北東-西南西の走向をもち、それらの位置も特定できるようになった。

(5) 透水性に関連した亀裂属性として、変質の程度・湧水の程度・変質ハローの幅・充填鉱物の幅を選び、各属性ごとにメンバーシップ関数を設定し、ファジィ C-means 法によって坑道とボーリング孔の亀裂データを分類した。その結果、いずれの属性に対しても大きなメンバーシップ値をもったグループの存在が判明し、それに属する亀裂をその走向に対応させてつなぐことにより、「水みち」が抽出された。さらに、各グループの亀裂の透水量係数を仮定し、被圧 2 次元問題の有限要素法を適用することで岩盤内浸透流の挙動を予測することが可能となった。

参 考 文 献

- Bezdek, J. C. (1980) A convergence theorem for the fuzzy ISODATA clustering algorithms, *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, Vol. PAMI-2, No. 1, pp. 1~8.
- 長久・野口義文・穂刈利之・奥野哲夫・日下部 寧 (1990) 孔間透水試験による岩盤透水性の三次元異方性評価, 第 8 回岩の力学国内シンポジウム講演論文集, pp. 447~452.
- 金子勝比古・柴 拓海・大見美智人 (1988) クラック理論に基づく岩盤ヤング率の評価, 日本鉱業会誌, Vol. 104, No. 1210, pp. 863~869.
- 加納 博・秋田大花崗岩研究グループ (1978) 花崗岩プルトンの構造岩石学 (I) - 北上山地のしずく形プルトン, 岩鉱, Vol. 73, pp. 97~120.
- 河野義礼・植田良夫 (1965) 本邦産花崗岩 K-Ar dating (II) 北上山地の花崗岩類, 岩鉱, Vol. 53, pp. 143~154.
- 小池克明・伊藤博之・大見美智人・野口義文 (1990) 花崗岩体内部の不連続性に関する 2, 3 の考察, 平成 3 年度資源・素材学会春季大会講演要旨集, pp. 311~312.
- 小池克明・安仲 努・金子勝比古・岩崎 浩・野口義文 (1992) データベースを用いた岩盤内亀裂群の種々の解析, 平成 4 年度資源・素材学会春季大会講演要旨集, pp. 319~320.
- Koike, K., Kaneko, K., Obara, Y., Nakayama, T. and Sugawara, K. (1993) Investigation system of rock mass discontinuity for forced extraction of geothermal energy, *Energy Conversion and Utilization with High Efficiency, Subarea B: Conversion of Various Resources to Energy* (Nishikawa, Y. and Hashimoto, K., eds.), pp. 281~286.
- La Pointe, P. R. and Hudson, A. J. (1985) Characterization and interpretation of

rock joint patterns, *Special Paper 199 of the Geological Society of America*, 37p.

宮北順一・藤崎克博 (1992) 花崗岩地域における地下水流動解析 - 吉備高原地域をモデルとして -, 応用地質, Vol.33, No.1, pp.7~16.

日鉄鉱業株式会社 (1981) 釜石鉱山の地質鉱床と探査の展開, 日本鉱山地質学会30周年記念「日本の鉱床探査」, Vol.1, pp.71~112.

野口義文・飯島章夫・中村直昭・小池克明・金子勝比古 (1991) 岩盤亀裂群の計測とモデリング, 資源と素材, Vol.107, No.7, pp.428~433.

Oda, M., Hatsuyama, Y. and Onishi, Y. (1987) Numerical experiments on permeability tensor and its application to jointed rock mass at Stripa mine, Sweden, *Jour. of Geophysical Research*, Vol.92, No.B8, pp.8037~8048.

Pinder, G.F. and Frind, E.O. (1972) Application of Galerkin's procedure to aquifer analysis, *Water Resources Research*, Vol.8, No.1, pp.108~120.

Priest, S.D. and Hudson, J.A. (1981) Estimation of discontinuity spacing and trace length using scanline surveys, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, Vol.18, pp.183~197.

第6章 数理地質学的手法の 最適採掘計画への適用

6・1 研究の目的

石灰石資源や骨材資源に対する需要量の急速な増加に伴い, 多くの地域で露天採掘法による開発が行われ, 新規の開発も計画されている。このような開発は必然的に景観を変化させる。周知のとおり, 我国では採掘計画域が生活圏に近い場合が多いので, 投資効果とともに景観の変化に対する評価が重要な課題の1つとなる。最近, コンピュータの利用によって, これらの評価を行う採掘計画支援システムの構築が試みられ, 実用化されはじめている (永田・山崎, 1985a, b; Brown, *et al.*, 1988)。これらのシステムでは, 採掘計画域の地形情報, 採掘・場内運搬法, および投入機械についての情報を入力すると, 採掘 (原石) 量や採掘・運搬コストが計算され, 採掘の進行に伴う景観の変化もグラフィック画面上で予測される。今後, 採掘跡地の修復 (大塚・関本, 1989) まで含めた採掘計画支援システムが, ますます必要になるものと思われる。

ところで, 切羽には亀裂や破碎帯に囲まれて大小様々な形態の岩塊 (ブロック) が形成される場合が多く, この存在は採掘時に保安上問題となる。したがって, 亀裂や破碎帯の性質を明らかにし, この情報を採掘計画に加味するとともに, ブロックの安定性を評価することも重要であると考えられる。また, 稼行の対象となる岩種, あるいはその品位の分布は一様でないので, 計画域の経済的評価のために地質・品位の空間的分布を明らかにする必要がある。通常, これらのデータはボーリングによって得られ, 水平方向・垂直方向ともに不規則な間隔で分布するので, 岩盤内における分布モデルの作成に数理地質学的手法を応用するのが適切である。

そこで, 本研究では保全性と経済性を考慮した採掘シミュレーション法を提唱し, 計画域の地形モデルに地質・品位・亀裂情報を組み込むことを試みた。そのために, まず簡便で精度良い地形モデルの作成法, および景観と採掘量・鉱量の予測法について検討した。次に, 残壁の安定性を評価するための手法を開発し, 採掘量・鉱量と安定性との兼ね合いから最適な採掘範囲の特定を試みる。本手法を現在稼行中の石灰石鉱山の地形に適用することで, その有用性を検証する。

6・2 地形モデルの構築とその採掘量・景観の評価への応用

6・2・1 地形モデルの作成法

露天掘鉱山の採掘計画においては、計画域の地形モデルを構築することが不可欠である。なぜならば、採掘量の算定、あるいは亀裂のような任意の方位を有する平面と地形との交線の算出などは地形モデルに基づき、地形モデルの精度自体がこのような幾何学的計算の結果に影響を及ぼすからである。

地形モデルとは、対象区域を適当な大きさの格子に区切り、各格子の4隅における標高の2次元配列によって表現される数値地形(Digital Elevation Model: DEM)を意味する。よって、格子の大きさが地形表現の最小単位となる。最も簡単なモデル作成法は、地形図から各格子点での標高を読み取る手法である。しかしながら、この作業には多大の労力と時間を要し、しかも格子の大きさを変えた場合、標高を読み直す必要があるため柔軟性がない。

これに対し、本研究では等高線そのものを入力データとし、これから自動的に任意の地点での標高を精度良く求めるための補間法を検討した。入力データは、等高線の (x, y) 座標をディジタイザによって細かい間隔で読み取ることにより作成する。したがって、第2章で検討したような2次元補間問題と異なり、補間点周辺にデータが数多く分布し、しかもそれらが曲線状の配列をなすという特徴がある。このような場合に対する適切な補間法として、小池・大見(1990)は以下に述べる最大勾配法を提唱した。

地形図上の任意の地点における標高を推定する場合、それを挟む2本の等高線を用い、その地点を通る直線と等高線とがほぼ直交する方向、すなわち斜面の最大勾配(傾斜)方向を基準にするのが一般的である。標高 z が位置の関数 $z = f(x, y)$ として与えられていれば、最大勾配方向は1次微分の演算から容易に求まる。通常、このような関数は多項式で表現され、多項式の係数は最小2乗法によって計算される。しかし、複雑な形状を示す等高線入力データに最小2乗法を適用した場合には、細部が省略された概略的な地形を表す関数が求まり、各補間点での最大勾配方向は実際の地形とは対応しないことが予測される。

そこで、補間点を中心として放射状に検索線を伸ばし、それと等高線との交角のうち、最も90°に近い交角が得られる検索線の方法を最大勾配方向とする手法を試みる。すなわち、格子点を挟む2本の等高線と検索線とのなす角をそれぞれ θ_1 、 θ_2 とし、次式に示す θ^* が最も小さい方向が最大勾配方向であると仮定する(図6・1)。

$$\theta^* = (\theta_1 - \pi/2)^2 + (\theta_2 - \pi/2)^2 \quad (6 \cdot 1)$$

検索線は計算精度と計算量を考慮して、22.5°間隔に8本設定する。

次に、仮定された最大勾配方向に x 軸を回転することで2次元座標系に変換し、検

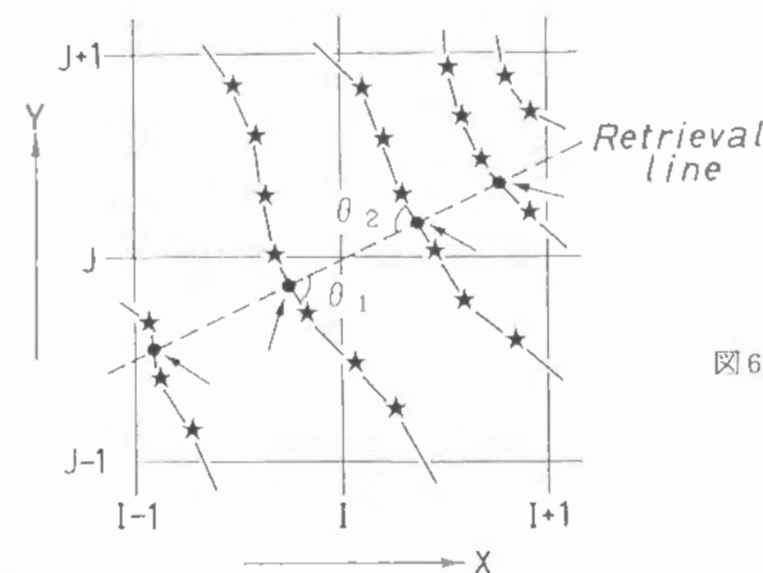


図6・1 格子点から22.5°間隔で8方向に設定する検索線と等高線との交わり(星印は入力データの位置を表す)

索線と等高線との交点 (x_j, z_j) ($j = 1, \dots, n$; $x_1 < \dots < x_n$; z_j は標高を表す)をもとに格子点での標高を算定する。ここに自然スプライン関数(市田・吉本, 1977)を補間関数として適用する。また、式(6・1)による最大勾配方向は各格子点近傍に限られるので、補間に用いる交点数 n は4を基本とした。3次のスプライン関数を $S(x)$ 、交点 x_j での2次微分係数 $S''(x_j)$ を M_j と表すと、区間 $[x_{j-1}, x_j]$ における $S(x)$ は次のようになる。

$$S(x) = M_{j-1} \left[\frac{(x_j - x)^3}{6h_j} - \frac{x_j - x}{6} h_j \right] + M_j \left[\frac{(x - x_{j-1})^3}{6h_j} - \frac{x - x_{j-1}}{6} h_j \right] + \frac{x_j - x}{h_j} z_{j-1} + \frac{x - x_{j-1}}{h_j} z_j \quad (6 \cdot 2)$$

ただし、 $h_j = x_j - x_{j-1}$ である。 x_{j-1} 、 x_j 、 x_{j+1} での2次微分係数 M_{j-1} 、 M_j 、 M_{j+1} は、1次導関数の連続条件から

$$\frac{h_j}{6} M_{j-1} + \frac{h_j + h_{j+1}}{3} M_j + \frac{h_{j+1}}{6} M_{j+1} = \frac{z_{j+1} - z_j}{h_{j+1}} + \frac{z_j - z_{j-1}}{h_j} \quad (6 \cdot 3)$$

という関係を満たし、この関係式を連立させることで $S(x)$ が一義的に求まる。しかし、未知数 M_j の方が方程式の数よりも多いので、 M_1 と M_n の値を設定する必要がある。

さて、検索線と等高線との交点は①格子点の左右から2つずつ得られる、とは限ら

ず、②左右のいずれかに1つしかない、③左右ともに1つしか得られない、という場合があり、あるいは④外挿を必要とする（格子点が交点で挟まれない）場合も考えられる。よって、補間法は4つの場合について検討する必要がある。いま、格子点の座標を (x^*, z^*) とし、各場合に対する $M_j(j=1, \dots, 4)$ を次のように与えた。

- ① $M_1 = M_4 = 0$ という端条件を設定し、自然スプラインの表現式にする。 M_2, M_3 は式(6・3)から容易に求まり、区間 $[x_2, x_3]$ ($x_2 < x^* < x_3$)での $S(x)$ が決まるので、式(6・2)中の x に x^* を代入すれば z^* が補間される。
- ② $M_1 = M_3 = 0$ とおき、 M_2 を式(6・3)から求める。 z^* を補間するための表現式 $S(x)$ は、 x^* が $[x_1, x_2]$, $[x_2, x_3]$ のいずれの区間に属するかによって異なる。
- ③ 2つの交点の座標をもとに線形補間を行う。
- ④ x^* からの距離が小さい順に交点の座標を並び変え、最初の3点を用い、 $M_3 = 0$, $M_1 = M_2$, $M_0 = M_1 \times C$ (C は定数)とおく。ただし、 M_0 は外挿点である補間点での2次微分係数を表し、 C は x^* と x_1 との距離の2乗に反比例させる。これらの仮定に基づけば式(6・3)から M_1 が求まり、 M_0 も既知となる。さらに、 $x = x_1$ における1次導関数の連続条件から、 $h_1 = x_1 - x^*$ とおくと次の関係式が成り立つ。

$$\frac{h_1}{6} M_0 + \frac{h_1 + h_2}{3} M_1 + \frac{h_2}{6} M_2 = \frac{z_2 - z_1}{h_2} - \frac{z_1 - z^*}{h_1} \quad (6 \cdot 4)$$

この関係式から z^* が外挿されるのがわかる。

6・2・2 地形モデルの精度

1.5km四方の地域における標高間隔50mの等高線(図6・2)から地形モデルを作成することで、最大勾配法の精度を評価する。等高線は縮尺1/25,000の地形図に基づき、地形モデルの最小単位である格子の大きさは50m四方とし、計961個の格子点での標高を最大勾配法によって補間した。これらの補間値と地形図から目視判読した標高との差の絶対値を誤差と定義したところ、誤差の平均値は9.5m、標準偏差は13.0mであった。平均誤差は入力データの標高間隔である50mよりも充分小さく、入力データを作成した縮尺1/25,000の地形図でいえば等高線1本のオーダに収まっているのがわかる。

これに対し、式(2・5)に示す最適化原理によると、補間誤差の平均値は13.6m、標準偏差は19.6mとなった。特に、対象区域西部の境界付近の広い谷部において補間誤差は30m以上になり、最大勾配法よりも地形の再現性が劣っている。また、誤差の

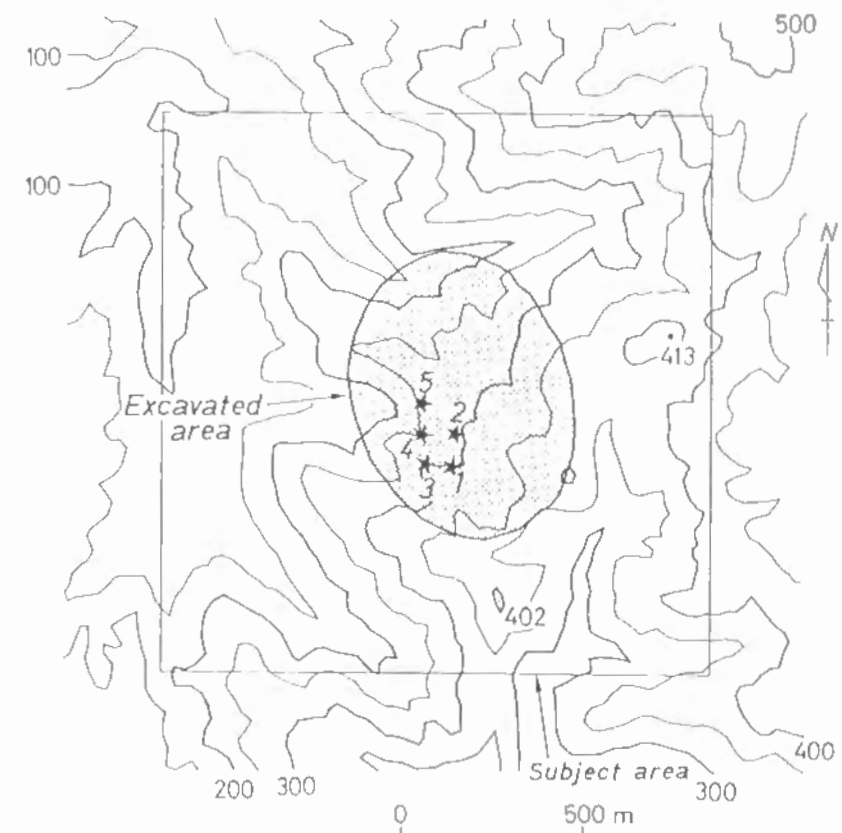


図6・2 縮尺1/25,000の地形図に基づく標高間隔50mの等高線入力データ

(星印は6・3・1の破砕帯解析の対象区域内で観察された各破砕帯の位置を表す。破砕帯の走向・傾斜は1 : N30° W・80° SW, 2 : N5° W・51° NE, 3 : N82° E・48° NW, 4 : N70° E・55° NW, 5 : N60° E・60° NW)

頻度分布(図6・3)からわかるように、誤差が5mよりも小さい格子数は最大勾配法の385個に対し、最適化原理では265個と少ない。よって、図6・2のような比較的複雑な入力データに対しては、地質構造モデルの構築に適すると判断した2次元補間法である最適化原理よりも、検索線を用いて1次元的に補間を行う最大勾配法の方が精度良い地形モデルを与えるといえる。

一方、露天掘採掘では採掘箇所にベンチが設けられる場合が多いので、平面状の地形に対する補間の精度も検討する必要がある。例えば、図6・4に示すベンチの断面の形状を補間の対象とすると、最大勾配法で用いるスプライン関数によれば入力データ間を3次の曲線で結ぶので、直線部に対する再現性が劣ることが予想される。そこで、各ベンチの両端の標高を入力データとし、領域を28等分する各点での標高を自然スプライン関数と最適化原理によって求めたところ、各手法による誤差の平均値はそれぞれ2.4m, 0.8mであった。図6・4からわかるように、スプライン関数では領域境界部付近での直線を表現することが難しい。

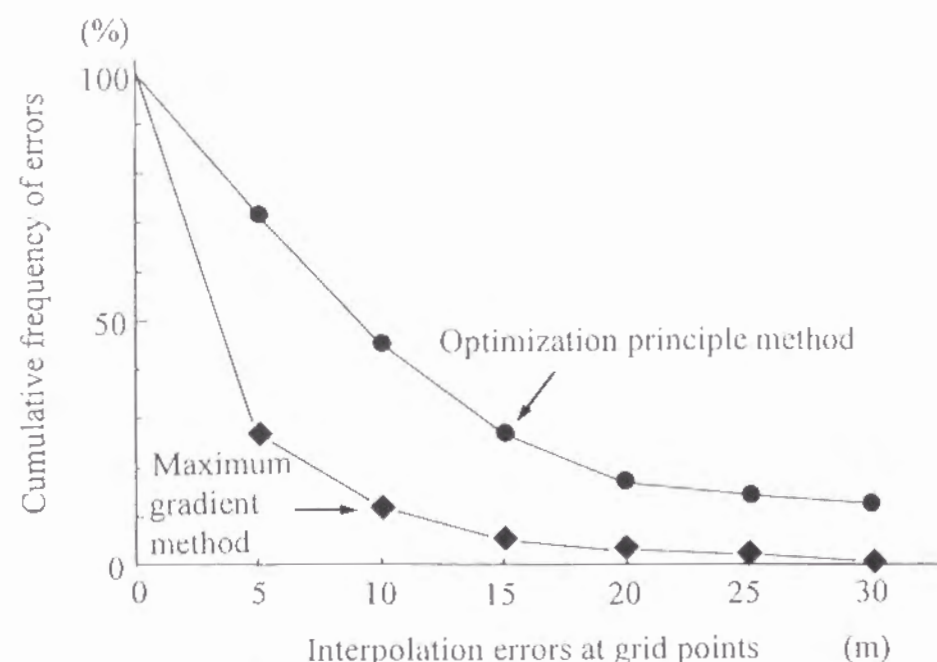


図6・3 最大勾配法と最適化原理による補間誤差の累積頻度の比較

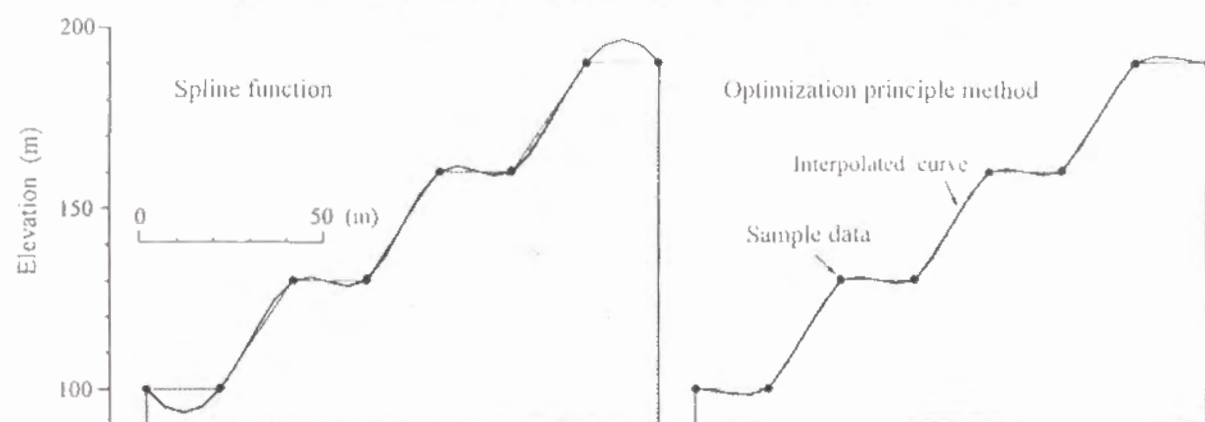


図6・4 ベンチの形状と自然スプライン関数、最適化原理による補間結果（●は入力データの位置を表す）

以上の検討結果から、地形モデルを作成する場合、平坦面の少ない複雑な地形に対しては最大勾配法を、ベンチを設けた地形に対しては最適化原理を用いるのが適切であると考えられる。

6・2・3 採掘量の算定法

地形モデルの作成後、採掘計画箇所を表す境界線と最終残壁の傾斜角、および下底面（床面）のレベルを設定すれば、採掘終了時での標高の変化量が近似的に求まる。これによって採掘量が算定でき、さらに稼行の対象となる岩種、あるいは品位の分布モデルを地形モデルに重ね合わせれば鉱量も計算される。

標高の変化量の計算では、採掘計画箇所を表す境界線に垂直な面内で最終残壁の傾

斜角 γ を設定し、最終残壁に平行な面を法面とする。ただし、境界線に垂直な方向を検索するのに時間を要するので、 y 軸（または x 軸）方向に採掘が進行するものと考ええる。この場合、 y 軸（または x 軸）に平行な格子線方向における残壁の傾斜角を α 、境界線と格子線のなす角を β （ $0 \leq \beta \leq \pi/2$ ）とすると、

$$\tan \alpha = \cos \beta \cdot \tan \gamma \quad (6 \cdot 5)$$

の関係が成り立つ。よって、境界線と格子線との交点から格子線方向に傾斜角 α の線を下ろし、採掘レベルを下限値とすることで、この格子線上にある各格子点での採掘後の標高が求まる。さらに地形モデルを構成する単位格子の面積を s 、4隅の格子点における標高変化量の平均を $\Delta \bar{h}_i$ （ $i = 1, \dots, N$ ； N は採掘計画箇所の格子数）、岩石比重を ρ_i とすると、採掘量 V は

$$V = \sum_{i=1}^N s \rho_i \Delta \bar{h}_i \quad (6 \cdot 6)$$

と表される。

6・2・4 景観変化の予測解析

採掘の進行に伴う景観の変化は、各段階での地形モデルを鳥瞰することで把握できるようになる。従来、景観解析には図6・5(a)に示すようなワイヤーフレーム状の地形モデルが用いられているが、実際の色調に対応した景観を表現するには至っていない。これを改善するために、地表面での物質の分布を30mの解像度で表現するランドサットTM画像の適用を試みる。TM画像は式(3・26)に示すアフィン変換によって地形モデルと重ね合わせられる。ただし、TM画像の撮影時での太陽照射方向は常に北西-南東であり、画像における地形の現れ方は一定である。景観変化の解析では、採掘箇所の広がりや周囲の景観に及ぼす影響を任意の視点から予測することが必要である。それゆえ、陰の領域が固定されたTM画像をそのまま用いるのは適切でない。太陽照射効果を軽減するための手法を考案した（坂梨・小池ほか、1994）。

地形モデルの各格子における太陽光の反射強度（反射率） R は、その法線ベクトルと太陽照射方位の単位ベクトルとの内積に基づく式(4・28)によって表現できる。これをもとに、各格子の位置に対応するランドサットTM画像の輝度レベル P （ $0 \leq P \leq 255$ ）を次の手順で補正する。

(I) 地形モデルの各格子ごとに、TM画像撮影時の太陽照射方位に対する反射率 R

を求める。これを R_0 とする。

(II) 上記とは異なる太陽照射方位を n 個設定し、それらに対応する反射率 $R_i (i = 1, \dots, n)$ を求める。 R_i の中での最大値を R_{max} とする。

(III) 画像中の陰の領域に位置する格子ほど、それに対応する輝度レベルを増加させるために、

$$P^* = P \cdot (R_{max} / R_0) \quad (6 \cdot 7)$$

という補正を施す。ただし、 R_0 が極端に小さい場合には、 P^* は輝度レベルの上限值である 255 を越えるので、 R_{max} / R_0 の上限値 R_c を設定する。また、 P が基準値 P_c 以上となる場合には、太陽照射効果は小さいとみなし補正は行わない。そのような場合に当てはまるのが、輝度レベルが特に高い日向の領域における平坦面などである。原画像から判断して、上限値 R_c と基準値 P_c の値を各バンドごとに設定する。

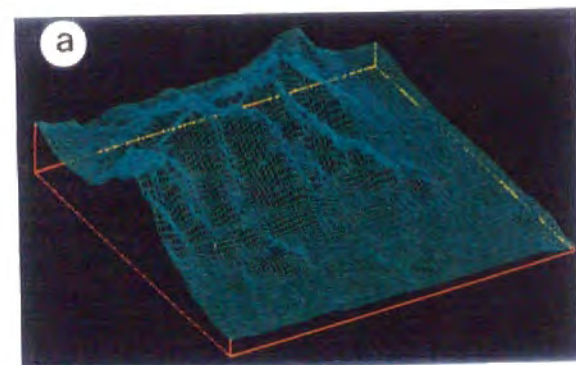
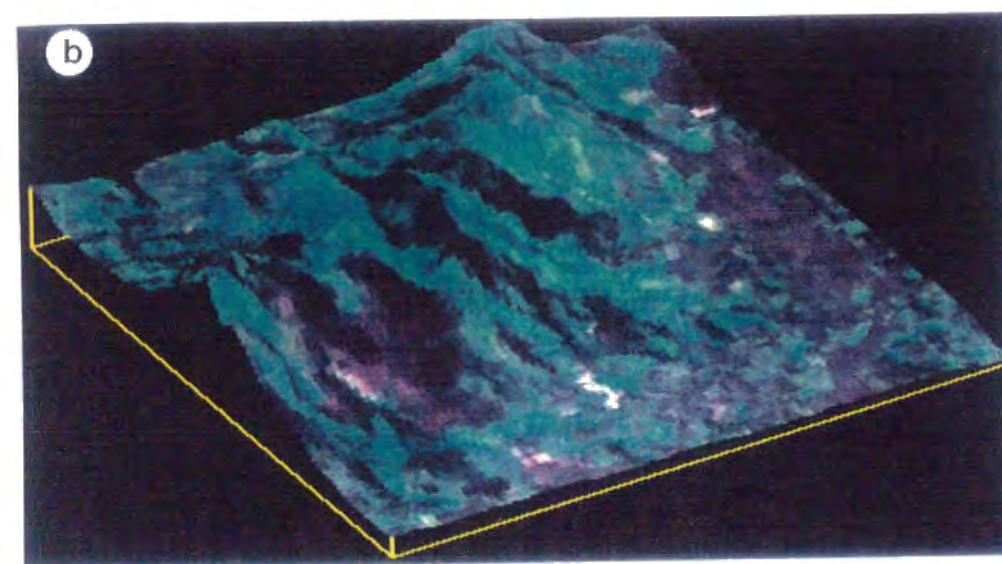


図 6・5 (a) 熊本県北部の採石場付近の数値地形モデル（北西側からの鳥瞰図で、対象範囲の大きさは東西 3 km・南北 3 km）
(b) 数値地形モデルとランドサット TM フォールスカラー合成画像との重ね合わせ
(色とバンドの組み合わせは (赤, 緑, 青) = (3, 4, 2))



以上の手法を現在稼行中の採石山に適用し、その有効性を検証する。解析に用いた TM 画像の太陽照射の俯角は 27° 、その方向は北から 135° であり、対象地区の地形モデルとフォールスカラー合成画像との重ね合わせを図 6・5 に示す。合成画像における色とバンドとの組み合わせは (赤, 緑, 青) = (3, 4, 2) である。図は北西側から南東側を望んだ鳥瞰図であり、陰の領域が顕著に形成されているのがわかる。採石場は凹地状の部分に相当する。

次に、バンド (2, 3, 4) に対する (R_c, P_c) をそれぞれ (バンド 2 : 1.5, 15), (バンド 3 : 1.5, 15), (バンド 4 : 2.5, 25) とし、俯角は 27° と一定で、北から $0^\circ, 45^\circ, 225^\circ, 270^\circ, 315^\circ$ の 5 つの照射方向を設定することによって TM 画像の補正を行った。その結果に基づき、採掘レベルが 50 m ずつ下がった場合の景観を隣接する市街地の方位から表現すると図 6・6 のようである。全体的に太陽照射効果はよく補正されており、しかも図 6・5 (a) のワイヤーフレーム状の地形モデルよりも採石場が広がる様子が容易に把握できるといえる。

6・3 危険ブロックの特定とその安定性解析

6・3・1 破碎帯の特徴の抽出

一般に、幅の広い亀裂ほど連続性が良いと考えられるので、採掘時の保全上特に問題となるのは断層破碎帯の存在である。したがって、採掘計画に際し、計画域に存在する破碎帯の特徴を多くの観点から明らかにしておく必要がある。それを実証するために、露頭調査から連続性の良い破碎帯が 5 本観測された熊本県北部の採石場を例にとり、充填鉱物の種類、斜面やリニアメント・節理との方位関係を検討した。対象地区は第 4 章で述べた放射能探査の実施地区の北東部に位置し、図 6・7 の地質概略図が示すように角閃岩などの変斑れい岩類が主な構成要素となっている。

(1) 破碎帯の充填鉱物

採掘箇所を観測された破碎帯の走向・傾斜は、 $N 30^\circ W \cdot 80^\circ SW$, $N 5^\circ W \cdot 51^\circ NE$, $N 60^\circ E \cdot 60^\circ NW$, $N 70^\circ E \cdot 55^\circ NW$, $N 82^\circ E \cdot 48^\circ NW$ である。写真 6・1 に示す走向 $N 30^\circ W$ の破碎帯は、写真 4・3 のものと同じ系列に属すると考えられる。破碎帯の充填鉱物を同定するために、幅がそれぞれ 3 m, 5 m と特に大きい走向 $N 30^\circ W$ 、および $N 5^\circ W$ の破碎帯から試料を採取して、X 線粉末回折分析を行ったところ、図 6・8 のような X 線回折パターンが得られた。採掘箇所での母岩の主な構成鉱物は角閃石であるが、それに対応する X 線の回折強度は小さく、代わりに緑泥石やモンモリロナイトの粘土鉱物が顕著になっており、しかも破碎帯の幅が大きい走向 $N 5^\circ W$ でより顕著である。この分析結果から、規模の大きい破碎帯ほど母岩の熱水変質や風化によって生じた粘土鉱物を厚く挟み、すべり面となりやすいことが確認される。そ

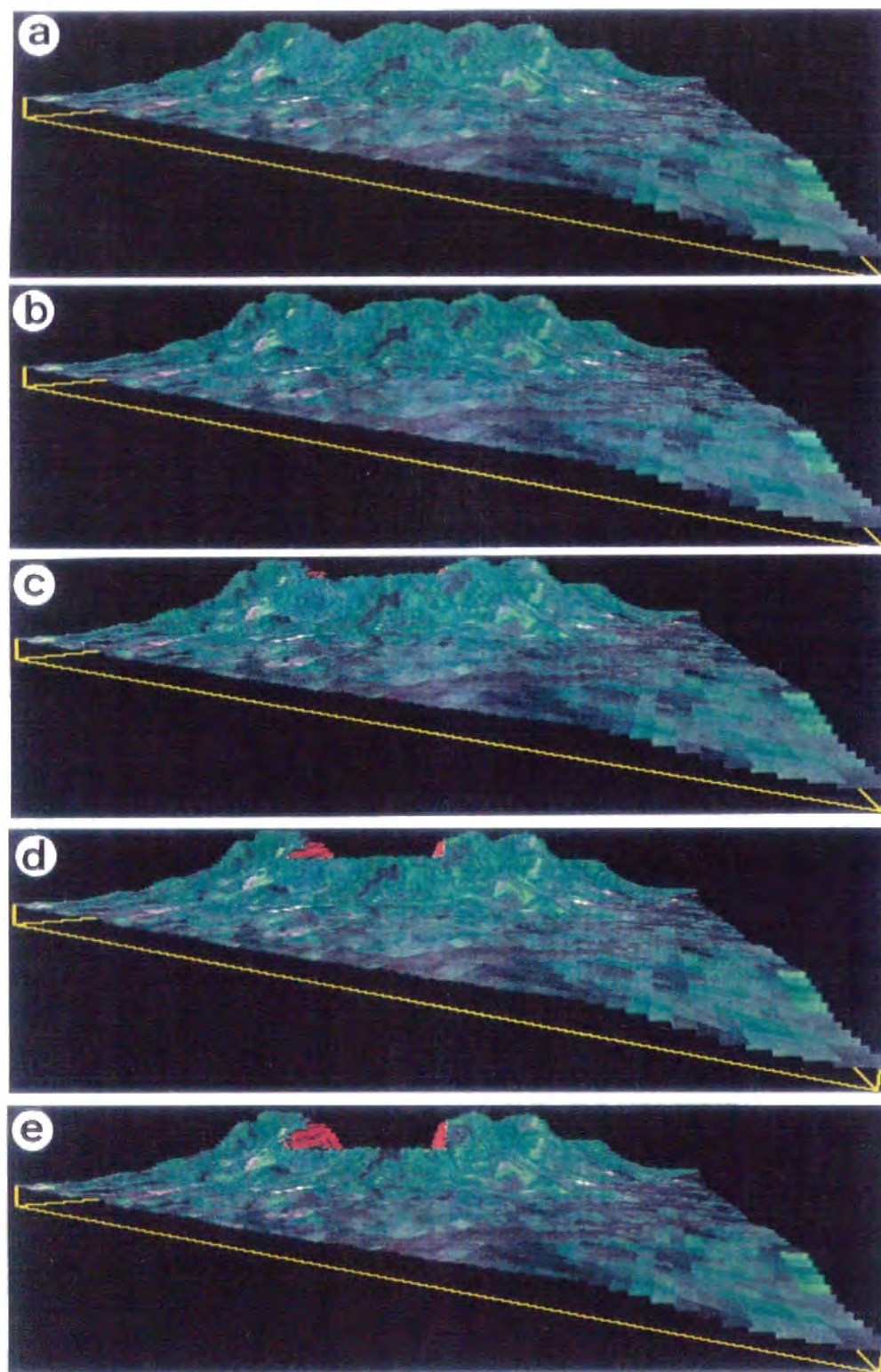


図6・6 下底面のレベルを標高 (a) 400m (b) 350m (c) 300m (d) 250m (e) 200mと50mずつ下げた場合の景観の変化 (太陽照射効果を軽減したTM画像に基づく、視線方位は南西-北東で市街地からの眺めに対応する)

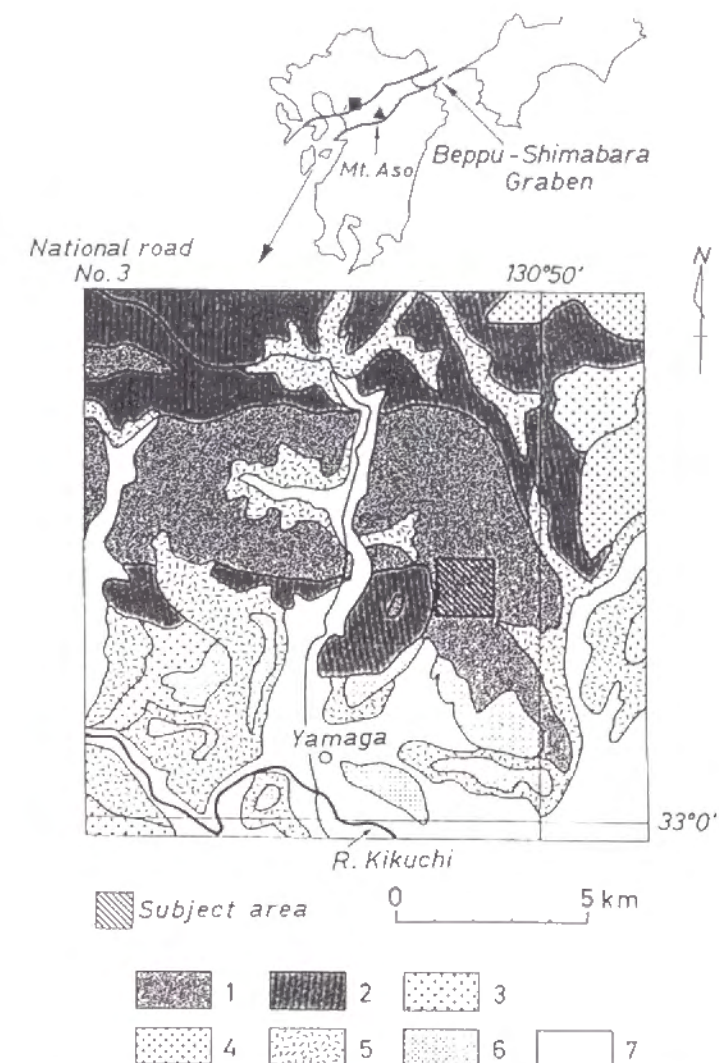


図6・7 破碎帯解析の対象区域とその周辺の地質概略図 (九州土木地質図 (1986) を簡略化したもの。地質凡例は 1 : 変斑れい岩類, 2 : 泥質・砂質片岩, 3 : 花崗閃緑岩, 4 : 輝石安山岩・玄武岩, 5 : 阿蘇火砕流堆積物, 6 : 段丘堆積物, 7 : 沖積層)

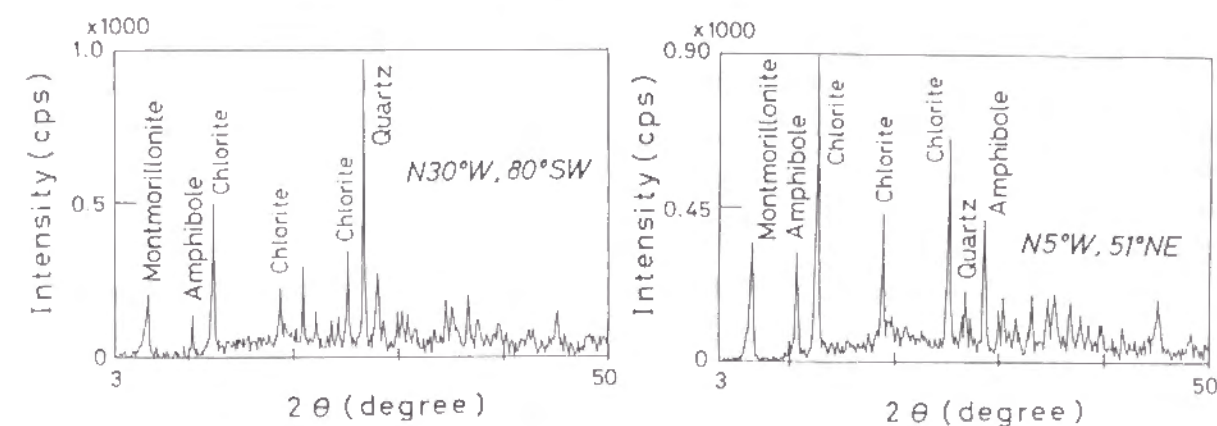


図6・8 走向N30°WとN5°Wの破碎帯から採取した試料のX線回折チャート



写真6・1 走向N30°W・傾斜80°SWの断層破砕帯

れゆえ、破砕帯の傾斜方向と斜面との関係が問題となり、これを明らかにするために接峰面解析を用いる。

(2) 接峰面解析

日本の地形の多くは、第四紀において活発な造構造運動で形成されたものと推定されるが（藤田，1983），その原地形は浸食作用のために把握し難い。原地形の復元には、地形から浸食の影響を軽減する接峰面がよく利用される。接峰面とは山頂に接するように描かれた滑らかな仮想曲面で、いわば実際の地形に大風呂敷を被せた状態を表現する。接峰面の傾斜急変部は活断層の位置と対応する場合が多く、接峰面をもとに活褶曲構造の波長や活断層に囲まれたブロックの大きさなど（藤田，1983；小池ほか，1988）が推定されている。

接峰面を作成するには、地形図上の領域内に格子網を描いて、各格子内の最高高度を読み取り、これらのデータをもとに等高線を描く作業が行われる。最高高度を示す位置は格子ごとに異なるので、等高線を自動的に描くには、不規則に分布する最高高度データを2次元補間法によって格子データ f_{ij} ($i=1, \dots, nx; j=1, \dots, ny; nx, ny$ はそれぞれ x, y 軸方向の格子数) に変換する必要がある。この場合、接峰面の定義を鑑みると最も滑らかな曲面を与える最適化原理が適切な補間法であると考えられる。縮尺1/25,000の地形図と1cm四方の格子を用い、最適化原理に基づく採石山およびその周辺の接峰面図を図6・9に示す。

接峰面図より東部、中部、西部での尾根地形の方向は、それぞれ北北西-南南東、北北東-南南西、東西方向と異なっており、明瞭な褶曲構造や傾斜急変部の連続性は認められない。したがって、接峰面図からでは広域応力場に支配された地域であるか否かは判定できない。

このような接峰面に基づいて、対象区域における斜面の傾斜方向の特徴を明らかに

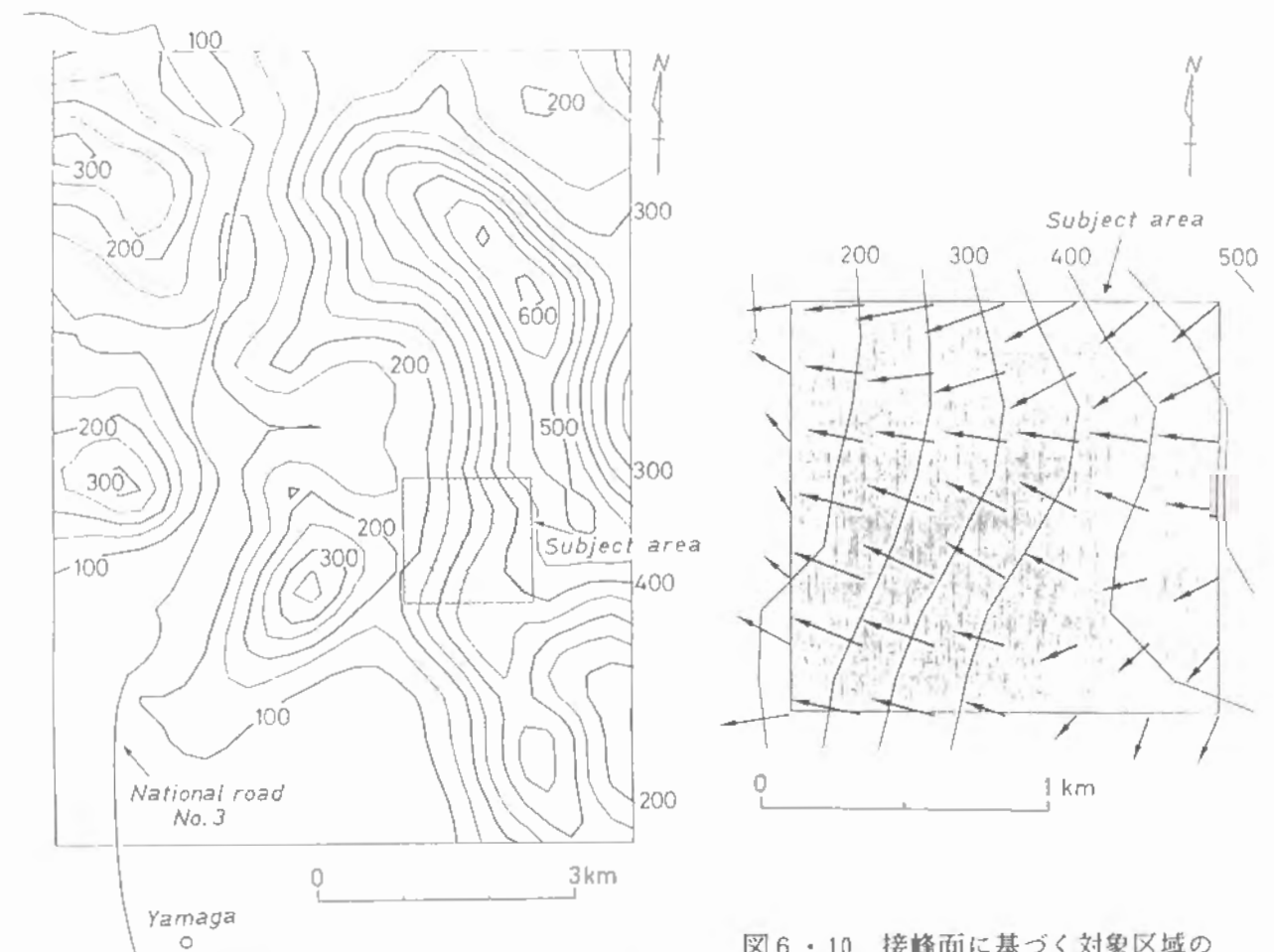


図6・9 最適化原理を用いた2次元補間法による対象区域周辺の接峰面図

図6・10 接峰面に基づく対象区域の斜面の傾斜方向（矢印の長さは勾配の大きさに比例する）

する手法（小池ほか，1988）は次のとおりである。まず、(Fig. 6.1, Fig. 6.1) から3つの格子データを選んで平面をつくるが、1つの格子に対して4つの平面ができるので、それらの中で勾配が最大となる平面を地形的な斜面と仮定し、その傾斜方向を求める。これによれば図6・9から容易に推測できるように、採石山での斜面はすべて南西～北西方向の西側に傾斜する（図6・10）。前述した5本の破砕帯のうち4本の傾斜方向が斜面のそれと同じ側にあるので、これらはすべり面となり得ることが特定できる。

(3) リニアメント・節理の方位分布

熊本県北部地域に対する広域的なリニアメントの分布図（図4・36）から、採石山周辺での分布を抽出すると図6・11のようになる。総計93本のリニアメントに対する抽出基準の内訳は、崖の連続性（2%）、直線的な谷（62%）、ケルンコル・ケルンバットの存在（10%）、山腹の傾斜変換点の連続性（26%）である。全体的にN60°～90°EとN20°～50°W方向の2系統が卓越しており、採石山にもこれらと調和する

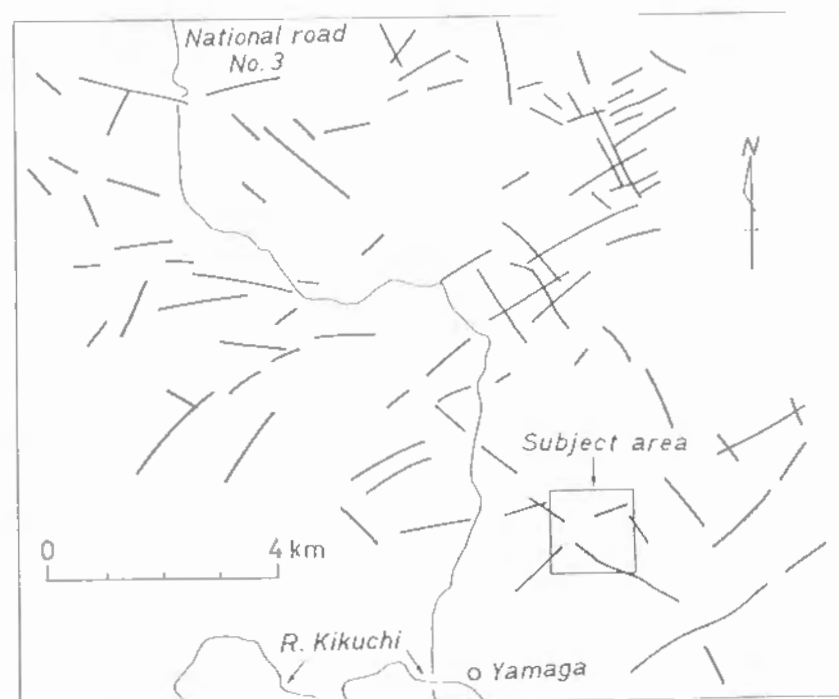


図6・11 縮尺1/20,000の空中写真判読によって抽出されたりニアメントの分布図

方向のリニアメントの存在が認められる。

一方、開口幅が数mm以下の亀裂を節理と定義し、採掘箇所の各露頭から長さ5m以上の連続性をもつ明瞭な節理の走向・傾斜を測定した。測定に当たり、できるだけ多くの露頭からデータを採取し、また露頭ごとのデータ数に大きな差がないように留意した。測定された88個の節理の極をシュミットネットに投影し、それらの等密度線を描くと図6・12のようである。この図から走向 $N70^{\circ}\sim 90^{\circ}E$ で北北西側に傾斜する節理が特に卓越しており、次いで走向 $N30^{\circ}W$ 程度で傾斜が垂直に近い節理の出現頻度もやや高くなっているのがわかる。これら2系統の節理の走向分布は、幅の広い破碎帯を伴う断層やリニアメントの方向とも調和する。

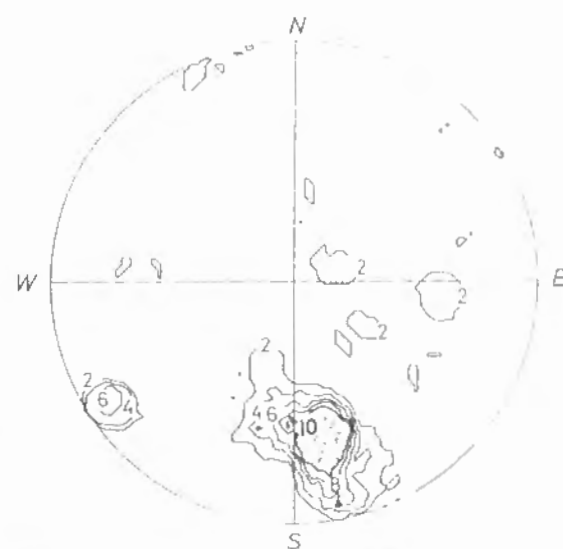


図6・12 採掘計画箇所内の露頭において観察された明瞭な節理の極の等密度線図(シュミットネット下半球投影)

このようなリニアメントと節理との方位に関する相以性は当地区のみでなく、地質時代および岩種が異なる他の地区でも認められる。玉名地区(図4・33)と釜石鉱山が位置する遠野地区(図5・19)は花崗岩からなり、これらの地区での節理とリニアメントは同様の卓越方向を示すことは前述のとおりである。また、愛媛県北部の高縄

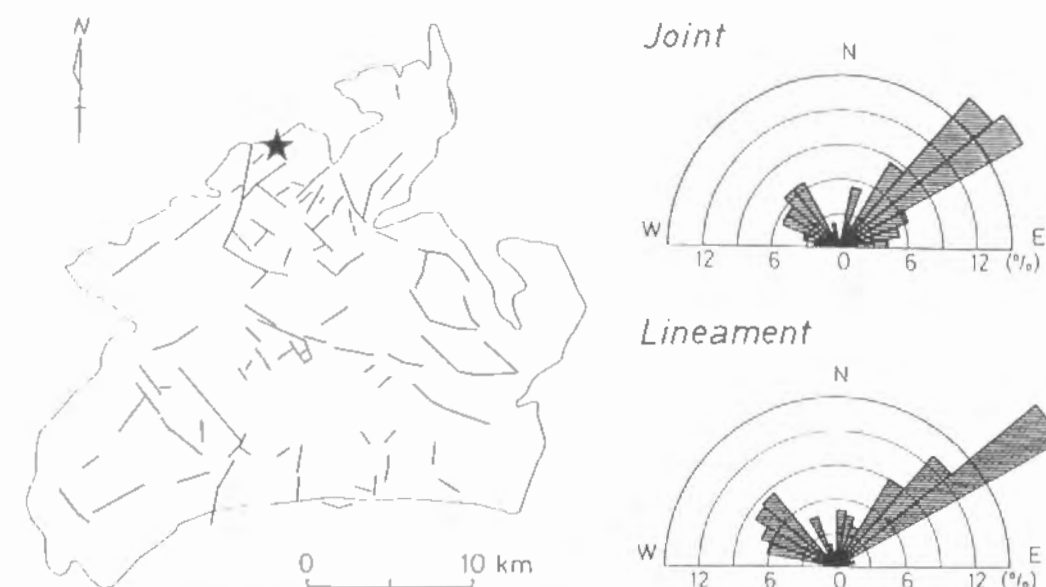


図6・13 花崗岩体に位置する石油地下備蓄基地(星印の位置)で観察された節理と基地から10km以内の距離にあるリニアメントの走向分布の関係

半島は領家花崗岩からなり、この地域に対する縮尺1/20,000の空中写真判読によるリニアメントの分布を図6・13に示す。半島の先端に位置する菊間石油地下備蓄基地で観測された節理(石油公団, 1983)と基地から距離10km以内に分布するリニアメントとの走向分布を比較すると、それらの対応は良いことがわかる。小池ほか(1990)は、瀬戸内海に位置する北木島の花崗岩体においても節理とリニアメントの卓越方向が一致することを報告している。さらに、後述する岡山県の石灰石鉱山付近のリニアメントを抽出した結果を図6・14に示す。全体的に $N45^{\circ}E$ と $N30^{\circ}W$ 方向の2系統のリニアメントが卓越し、これらのリニアメントで石灰岩体がブロック状に破碎されている様子がわかる。当鉱山の残壁で測定した50個の節理の走向も、リニアメントの卓越方向と調和している(図6・23)。

以上の角閃岩、花崗岩、石灰岩体中で認められたスケールの異なる地質構造要素の方位に関する相似性から、卓越を示す要素は広域応力場の下で形成された可能性が高いので、保全上特に注意を要するものであるといえる。

6・3・2 危険ブロックの特定

一般に限られた観測データから、破碎帯を構成する亀裂の大きさと形状を把握することは困難であるので、亀裂を無限平板、もしくは第5章のように直径 r の円盤と仮定する。以下では亀裂面の強度を摩擦角で代表させ、残壁と下底面とを合わせて採掘面と呼ぶ。

いま、亀裂面の走向を θ (x 軸からの角度)・傾斜角を ϕ とする。亀裂面と採掘面との交線が容易に求まるように、亀裂面を $z'=0$ 平面、およびその走向を x' 軸に一

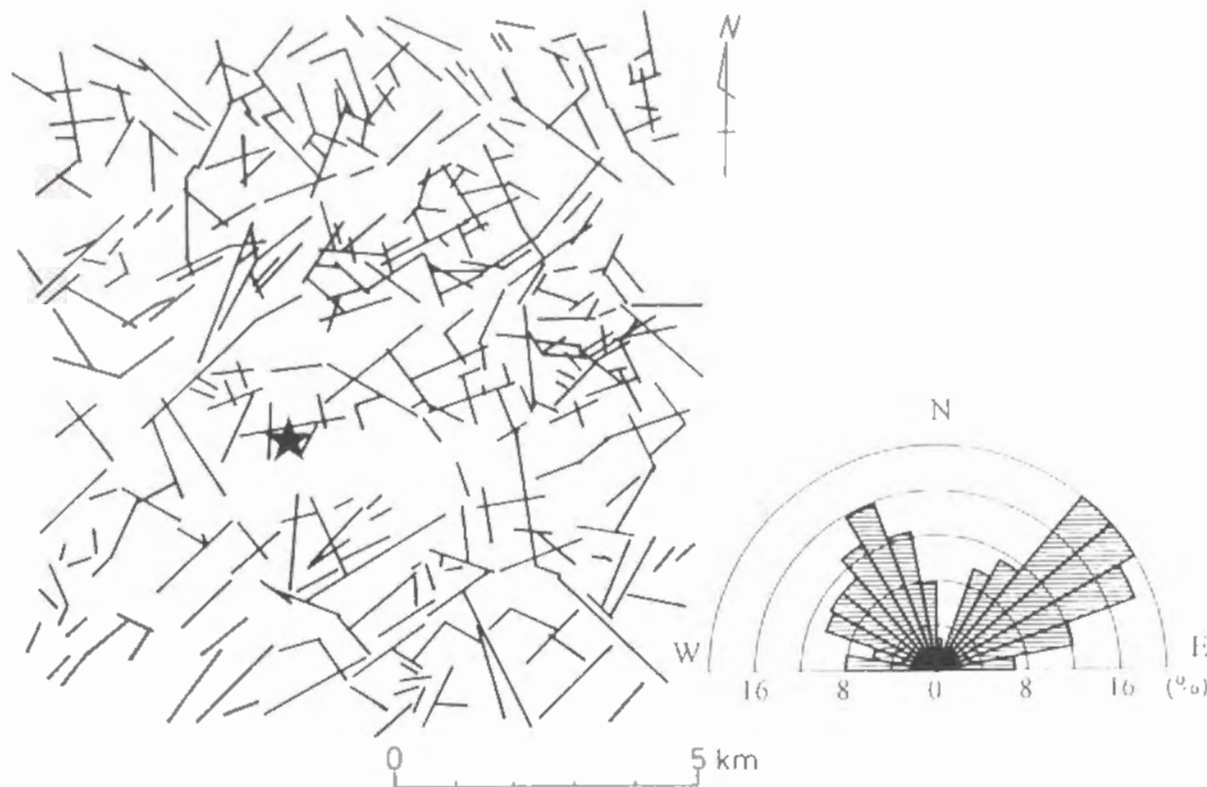


図6・14 岡山県に位置する石灰石鉱山付近のリニアメントの分布（星印は鉱山の位置を表す）

致させるという (x, y, z) 座標系から (x', y', z') 座標系への変換を考える。この変換は次式で与えられる。

$$\begin{pmatrix} x' \\ y' \\ z' \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos \phi & -\sin \phi \\ 0 & \sin \phi & \cos \phi \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos \theta & -\sin \theta & 0 \\ \sin \theta & \cos \theta & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x \\ y \\ z \end{pmatrix} \quad (6 \cdot 8)$$

採掘計画箇所内で1つの格子を構成する4隅の格子データ $(f_{ij}, f_{i+1,j}, f_{i,j+1}, f_{i+1,j+1})$ の平均値を格子の中心点に割り当て、これによって格子を4つの三角柱に分割する。それぞれの三角柱表面に対して式(6・8)の座標変換を行い、その平面と亀裂面との交線を求めれば、採掘面に亀裂が現れる状況が表現できる(小池・大見, 1992)。

通常、採掘箇所には破碎帯のような規模の大きい亀裂が複数以上存在しているので、各亀裂に対して上記の処理を行うと、それらと残壁に囲まれてブロックが形成される様子も予想できるようになる。このうち、残壁から落ちる可能性があり、それによって残壁全体の崩壊を引き起こす原因となる要のブロックを Shi and Goodman(1981)はキープロックと名付け、キープロック理論を構築した。トポロジー理論の応用によって、キープロック理論では複数の亀裂面と残壁の方位(走向・傾斜)からキープロ

ックとなり得る亀裂面の組み合わせを求め、それに極限平衡解析を適用することでキープロックの安定性を評価する。ここにステレオネットを用いれば図式的にキープロックが抽出でき、この操作のプログラム化も容易である(小池ほか, 1992)。1つの亀裂面は空間を2つに分けるので、亀裂面が M 個ある場合の Q 面体のキープロック数 N は、

$$N = M C_{Q-1} = \frac{M!}{(M+1-Q)!(Q-1)!} \quad (6 \cdot 9)$$

と表される(川本・藤川, 1984)。キープロック理論ではそれに用いる亀裂の方位データが最も重要であり、一般には岩盤表面の調査によって得られた多数の亀裂面の走向・傾斜を統計処理し、複数の卓越方向を見い出すことが行われている。亀裂面の方位・間隔・連続性に関する分布特性の評価に確率論を組み込む試みもなされている(吉中ほか, 1990; Tyler, et al., 1991)。

キープロックの位置と形状が特定できれば、支保力の方向と作用位置が決まるので、残壁を保全するためにキープロック理論は有効である。しかしながら、次のような欠点もあると考えられる(小池ほか, 1993)。

- ・キープロック理論は平面群の方位分布関係に成り立つものであり、それらの位置を考慮していない。それゆえ、キープロックと判定されても亀裂面の位置関係から形成されない可能性もある。
- ・複数の卓越方向以外でもキープロックとなる組み合わせもあり得る。したがって、残壁に現れるキープロックを詳細に抽出するには数多くの亀裂面を取扱う必要があり、キープロックの検索に時間を要する。

例えば、6・2・4で景観解析の対象とした採石場における残壁の一部では、概ね10 m以上の連続性をもった亀裂が14本観測されており、それらの走向・傾斜を表6・1に示す。これらのデータからは 2^{14} 個の領域が形成されるが、そのうち34個がキープロックとして抽出された。亀裂の組み合わせは表6・2に示すとおりである。しかし、

表6・1 図6・5に示す採石山の残壁の一部から得られた14本の亀裂の走向・傾斜

Number	1	2	3	4	5	6	7
Strike	EW	N60° E	N80° E	N20° E	N70° W	N85° E	N41° E
Dip	40° S	72° SE	78° NW	90°	58° NE	52° NW	51° SE
Number	8	9	10	11	12	13	14
Strike	N85° E	N46° E	N86° E	N10° E	N80° W	N70° W	N10° E
Dip	50° NW	20° NW	47° SE	80° SE	60° NE	45° NE	56° SE

表6・2 キーブロックとなり得る亀裂の組み合わせ（表6・1のデータに基づく）

Block Number	Combination of fracture number	Block Number	Combination of fracture number	Block Number	Combination of fracture number
1	1,5,12,13	13	1,3,5,7,10	25	4,7,8,9,14
2	1,8,10,12	14	2,3,7	26	1,6,7
3	1,5,10,12	15	2,3,5,7	27	1,6,14
4	5,10,12	16	2,5,7,14	28	1,2,3,5,6,7,14
5	2,3,8,9,10	17	2,4,7,9,10	29	2,3,5
6	3,6,8,10	18	2,7,8,9	30	3,5,14
7	6,8,10	19	2,6,7,8	31	2,3,5,14
8	2,3,6,8	20	1,2,6,7	32	1,8,14
9	3,6,8	21	1,2,7	33	4,9,14
10	1,2,3,6	22	5,7,9,11,14	34	9,11,14
11	1,3,6,8,10	23	4,7,9		
12	1,2,3,7	24	1,6,7,8,14		

各ブロックが実際に残壁に現れ得るかを、亀裂の位置関係を考慮して再度検討する必要がある。

ここで、ブロックが危険となる状態を再考すると、図6・15に示すように最も下方に位置するブロックの稜線が残壁の傾斜方向に傾く場合に対応することがわかる。よって、本研究では危険なブロックの抽出に、亀裂数が少ない場合にはキーブロック理論を適用し、それが多い場合にはブロック稜線の方位に関する上記の条件を用いる。

6・3・3 ブロックに対する極限平衡解析

様々な形状を有する危険ブロックの中でも、図6・15に示すような2つの亀裂面、斜面、および水平面とで囲まれた四面体が代表的形状とされる場合が多いので、以下では四面体楔状ブロックに基づき、その安定性評価のための極限平衡解析について述べる。

いま、図6・15で点A・B・Cによって囲まれた亀裂面1と点A・B・Dによって囲まれた亀裂面2に対する法線ベクトルをそれぞれ \vec{w}_1 、 \vec{w}_2 、点A・Bを結ぶ交線方向のベクトルを \vec{X}_{12} 、ブロックに対する作用力方向のベクトルを \vec{R} と設定する。また、2つのベクトル \vec{S}_{12} 、 \vec{S}_{12} を

$$\vec{S}_{12} = \vec{X}_{12} \times \vec{w}_1, \quad \vec{S}_{12} = \vec{X}_{12} \times \vec{w}_2 \quad (\times \text{は外積を表す}) \quad (6 \cdot 10)$$

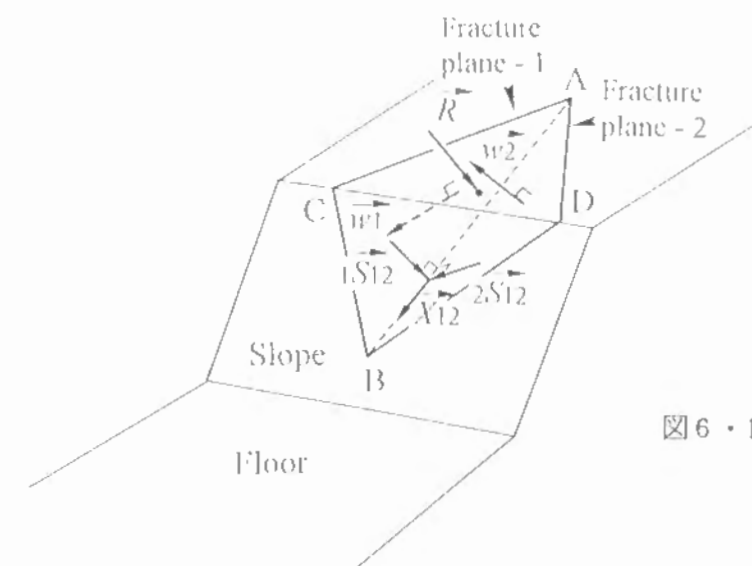


図6・15 2つの亀裂面と斜面、水平面とで形成される四面体楔状ブロック

と定義する。ブロックの滑りモードは3つあり、各モードに対して上記のベクトルが満足すべき条件は次のとおりである。

(I) 亀裂面1上で滑る。

$$\vec{R} \cdot \vec{w}_1 > 0 \quad \text{かつ} \quad \vec{R} \cdot \vec{S}_{12} < 0 \quad (\cdot \text{は内積を表す}) \quad (6 \cdot 11)$$

(II) 亀裂面2上で滑る。

$$\vec{R} \cdot \vec{w}_2 < 0 \quad \text{かつ} \quad \vec{R} \cdot \vec{S}_{12} < 0 \quad (6 \cdot 12)$$

(III) 交線に沿って滑る。

$$\vec{R} \cdot \vec{S}_{12} > 0 \quad \text{かつ} \quad \vec{R} \cdot \vec{S}_{12} < 0 \quad (6 \cdot 13)$$

ただし、ブロックが点AからBの方向に滑り落ちるとき $\vec{R} \cdot \vec{X}_{12} > 0$ という条件も満足される。

また、亀裂面1、2の摩擦角を ϕ_1 、 ϕ_2 、ブロックに対する作用力の亀裂面に垂直な成分の大きさを N_1 、 N_2 、 \vec{X}_{12} に平行な成分の大きさを T_1 、 T_2 と表すと、各滑りモードに対する安全率 F_s は次のように求められる。

$$\left. \begin{aligned} \text{(I)} \quad F_s &= N_1 \tan \phi_1 / T_1 \\ \text{(II)} \quad F_s &= N_2 \tan \phi_2 / T_2 \\ \text{(III)} \quad F_s &= (T_1 \tan \phi_1 + T_2 \tan \phi_2) / T_{12} \end{aligned} \right\} \quad (6 \cdot 14)$$

ただし、 $T_{12} = \vec{R} \cdot \vec{X}_{12} / |\vec{X}_{12}|$ である。

採掘計画の初期段階では、保全性と経済性の両方の兼ね合いから最適な採掘範囲を特定する必要がある。保全性とは前述のように残壁の力学的安定性を意味し、危険ブロックの出現数とその安全率で代表される要素である。一方、経済性は骨材資源に対する採掘量や金属・非金属資源に対する鉱量とともに、輸送効率、採掘効率などにも関連する要素であるが、ここでは採掘量・鉱量のみを考慮する。これら2つの要素を組み合わせた次式の評価関数 κ を考案し、 κ の値を最大にする採掘範囲が最適であると仮定する。

$$\kappa = \omega_1 V_{\kappa} + \omega_2 (1 - N_{\kappa}) + \omega_3 S_{\kappa} \quad (6 \cdot 15)$$

ここで、 V_{κ} は採掘量、あるいは地形モデルの各格子における採掘量と格子中心での品位との積によって近似的に求まる鉱量であり、 N_{κ} は残壁への出現が予想されるキープブロックの総数で、それが多いほど第2項は小さくなる。ただし、 V_{κ} と N_{κ} の値は、検討した採掘範囲の中での最大値が1になるように基準化する。 S_{κ} は各キープブロックに対する安全率の平均値であり、さらに ω_1 、 ω_2 、 ω_3 は各要素に対する重み係数で、どの要素を重視するかに応じて適宜設定する。計算の簡便化のため、図6・16に示すように平面上で正方形で表される採掘範囲をとり、その中心を固定して採掘範囲を10°間隔で回転することにより、 κ の値の変化を算定する（小池ほか、1992）。

さて、露天採掘法が用いられ、しかも品位の分布の把握が重要となる典型的な鉱山は、我国で唯一自給自足の可能な鉱物資源を産する石灰石鉱山である。そこで、青森県北部に位置し、図6・16のような地形を有する石灰石鉱山をモデルとして、式(6・15)に基づく最適な採掘範囲の設定を試みた。解析では採掘範囲の大きさを300m四方、下底面（床面）のレベルを標高100m、最終残壁の傾斜角を60°、および岩石の比重を2.5 (ton/m³)と設定した。当鉱山では図6・16に示す19地点でボーリング調査が実施されており、コアサンプルの化学分析によって、各地点ではほぼ等深度間隔ごとにCaO（酸化カルシウム）の重量%が求まっている。セメントの原材料である石灰石ではCaOの重量%が製品の品質に影響を及ぼすので、これを品位と呼ぶことにする。

従来、鉱石の品位分布の解析には、2・3・1で述べたように品位の空間的分布則に基づくクリッキング法が有効であるとされている。しかし、主にクリッキング法が適用されるのは、浅熱水性鉱脈鉱床や斑岩銅鉱床などの熱水作用と地質構造とに規制された金属鉱床であり、それらとは成因が異なった堆積岩である石灰岩の化学成分の分

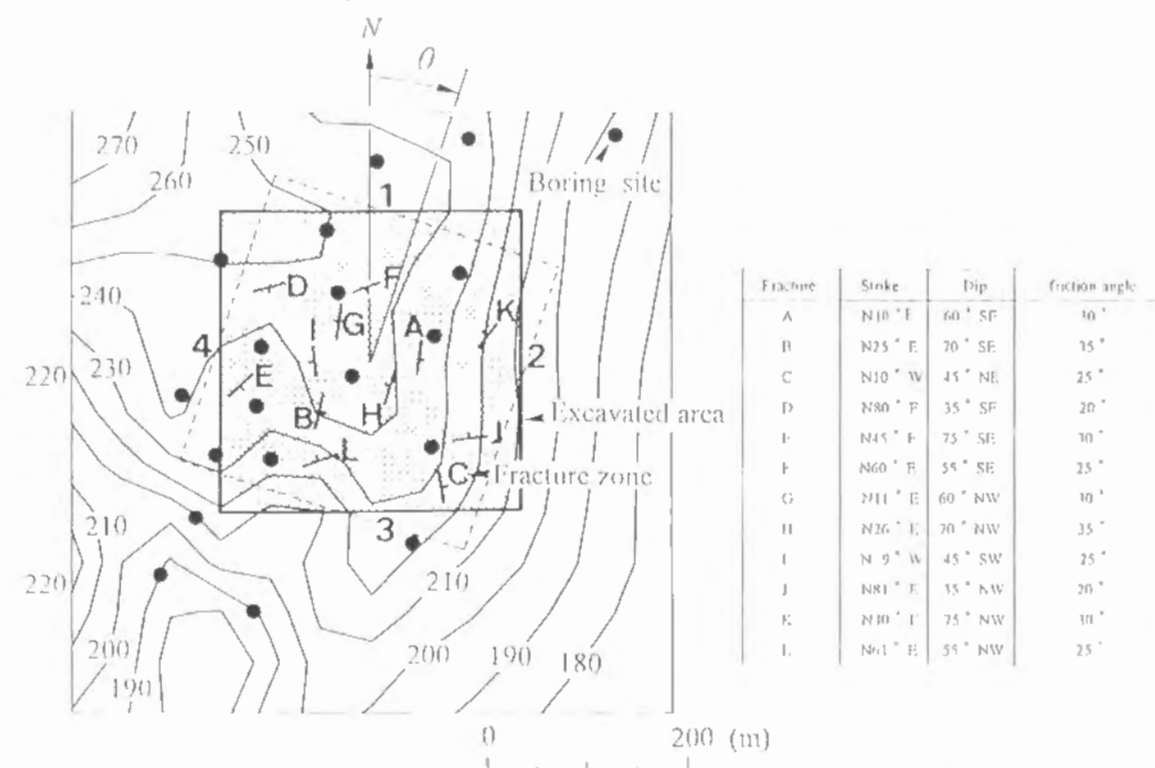


図6・16 対象地区における採掘範囲と試錐孔・仮定した破碎帯の位置、および各破碎帯の走向・傾斜・摩擦角

布に空間的相関性があるか否かは明らかでない。これを確かめるために、品位分布解析にバリオグラムとクリッキング法を適用した。クリッキング法によれば推定誤差の評価も可能となるという利点もある。その手順は次のとおりである。

まず、ボーリング長と地形の標高を鑑みて、19本のボーリングデータから110、130、150、170、190mの同一標高における品位を検索する。検索標高に品位のデータがない場合には、その標高の上下に位置するデータから線形補間した。検索された品位の最大値は55.55%、最小値は47.18%である。同一標高での品位データをクリッキング法によって2次元的に補間し、補間結果を標高順に重ね合わせたものを3次元品位分布とみなす。次に、対象地区を1辺50m・高さ20mのブロックで区切り、各ブロックの中心の標高を上記の検索標高と一致させ、さらにブロックの品位を中心での推定品位によって代表させる。

図6・16からわかるように、データの分布には北東-南西方向に軸をもつ楕円状という異方性があるので、バリオグラムを方向別に作成することは妥当でない。そこで、同じ検索標高におけるデータ間の距離のみからバリオグラム $\gamma(h)$ を作成した。その結果を図6・17に示す。図より石灰石の品位に関しても式(2・11)に示す球モデルで近似でき、データ間の距離300mまでは空間的な相関性が存在しているといえる。すなわち、レンジの大きさは300mとみなせる。この仮定の下で最小2乗法によって

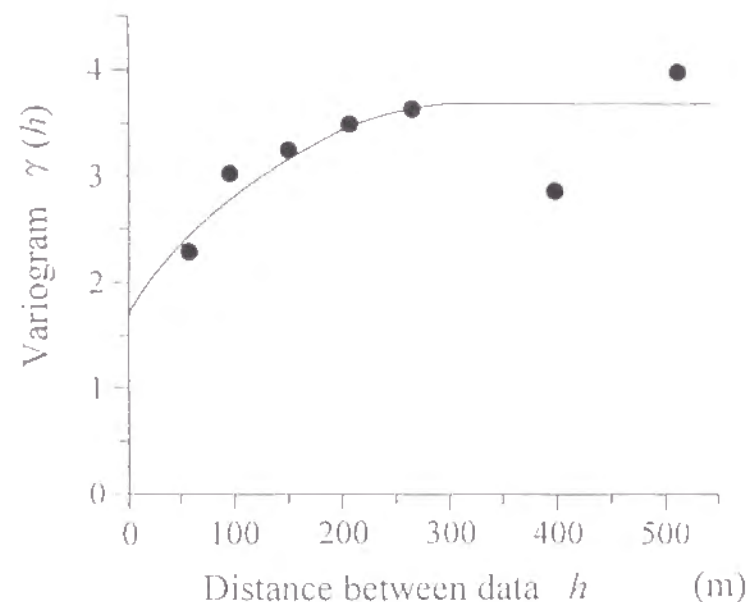


図6・17 各試錐孔における石灰石の品位（CaOの重量%）に対するバリオグラムとその球モデルによる近似

球モデルに当てはめると、 $\gamma(h)$ は

$$\gamma(h) = \begin{cases} 2.03 + 1.70 \left[\frac{3}{2} \left(\frac{h}{300} \right) - \frac{1}{2} \left(\frac{h}{300} \right)^3 \right] & (h \leq 300 \text{ m}) \\ 3.73 & (h > 300 \text{ m}) \end{cases} \quad (6 \cdot 16)$$

と表せる。上式とクリッキング法によれば、任意の標高での品位分布が推定できるようになる。一例として、標高130mと170mでの推定品位分布を図6・18に示す。これからCaOの重量が52%以下と相対的に品位の低い部分は標高ごとに異なり、54%以上の高品位部は領域南部に位置するという傾向が認められる。また、採掘計画範囲における品位は53%程度とほぼ一定である。

クリッキング法によってモデル化した品位分布に基づき、標高100mの下底面まで採掘した場合に得られる鉱量を各採掘範囲に対して推定した結果を図6・19に示す。比較のため、残壁の傾斜角 γ を50°, 55°, 60°と3つ設定したが、当然 γ の増加と鉱量とは比例するものの、回転角に対する鉱量の変化のパターンは異なる。 $\gamma = 60^\circ$ の場合は $\theta = 10^\circ$ （南北方向が $\theta = 0^\circ$ ）で最大の鉱量が予想され、このときの推定誤差は2.6%である。

さらに、対象地区には12本の破碎帯が存在しているものと仮定し、それらの走向・傾斜・摩擦角を図6・16のように設定した。キープブロック解析に用いる破碎帯数の上限を5とし、残壁に現れ得る破碎帯の観測地点と残壁までの距離を求め、それが小さい方から5つを選んだ。一例として、 $\theta = 0^\circ$ における残壁への破碎帯とキープブロッ

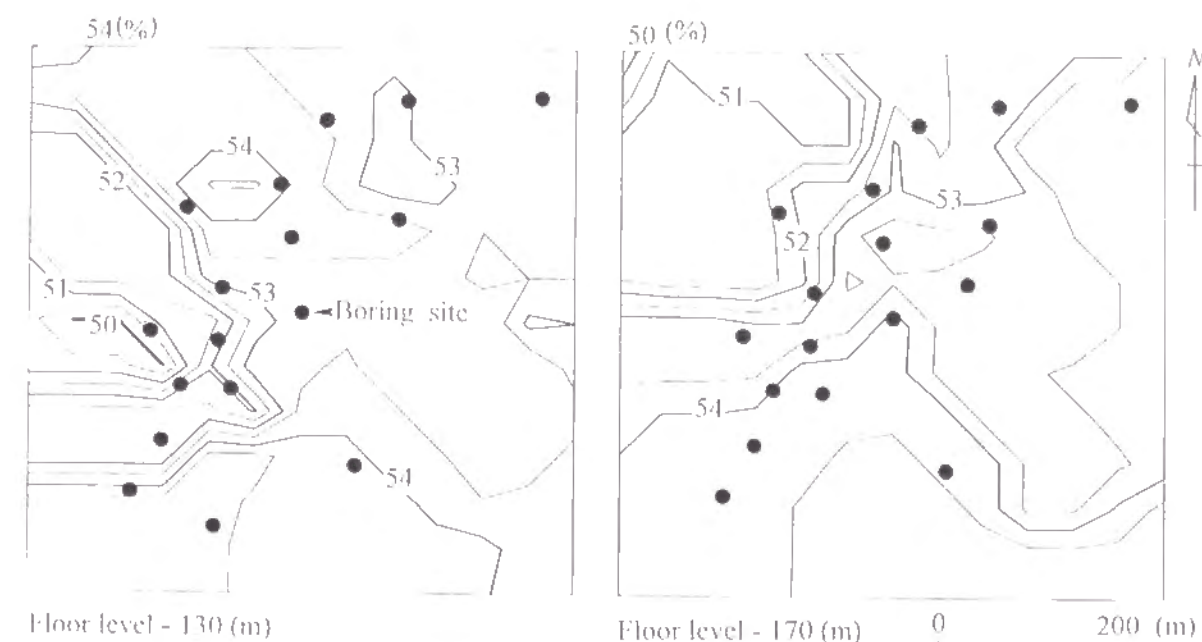


図6・18 標高130mと170mにおける石灰岩の品位の推定分布図

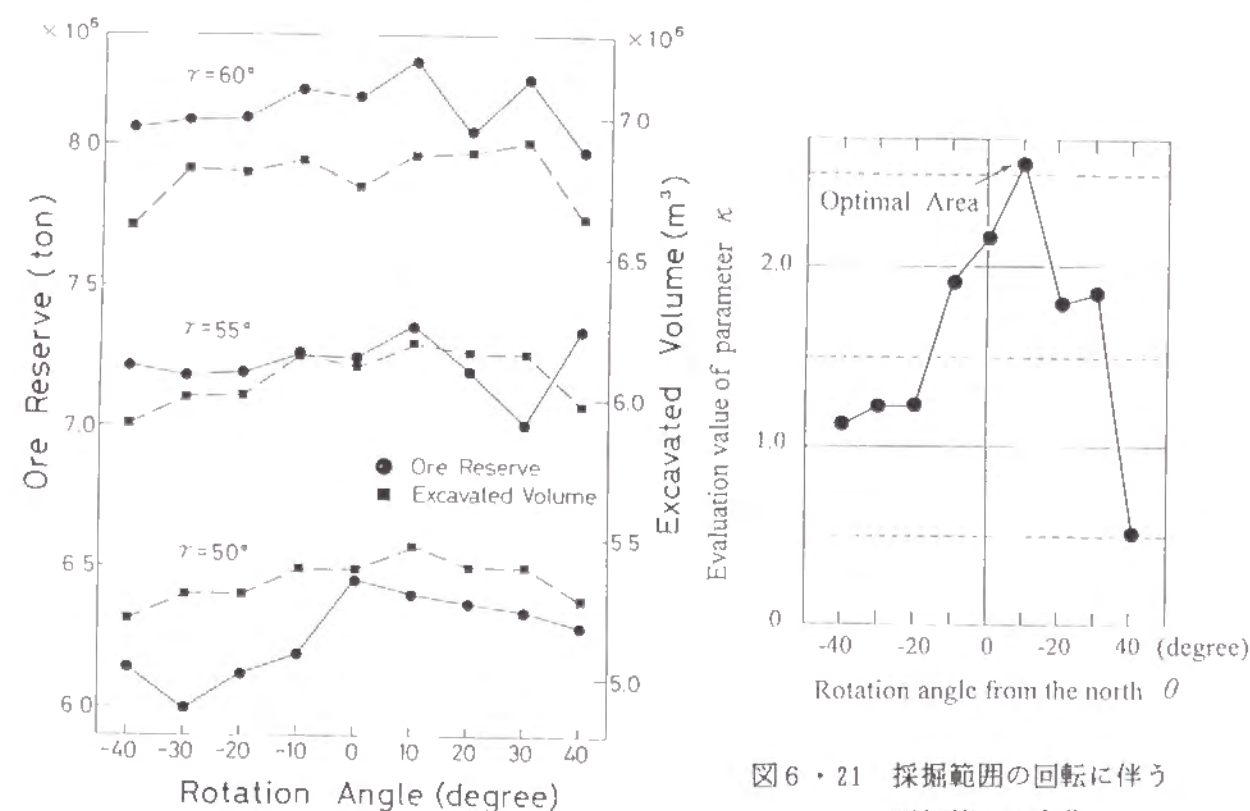


図6・19 採掘範囲の回転と残壁の傾斜角 γ に伴う採掘量・鉱量の変化の予測

図6・21 採掘範囲の回転に伴う評価値 κ の変化

クの現れ方を図6・20に示す。ステレオネットへの投影結果が表すように、楔状のキープブロックは2つの破碎帯（走向 $N 61^{\circ} E$ ・傾斜 $55^{\circ} NW$, $N 9^{\circ} W$ ・ $45^{\circ} SE$ ）の交線に沿って滑り、その安全率は極限平衡解析から0.78と求められた。

以上の解析結果を組み合わせ、 $\omega_1=\omega_2=\omega_3=1$ とくと各採掘範囲に対する κ の値は図6・21のように求められる。回転角 $\theta=10^{\circ}$ のとき κ は最大値をとるので、これに対応する採掘範囲が最適であると考えられる。

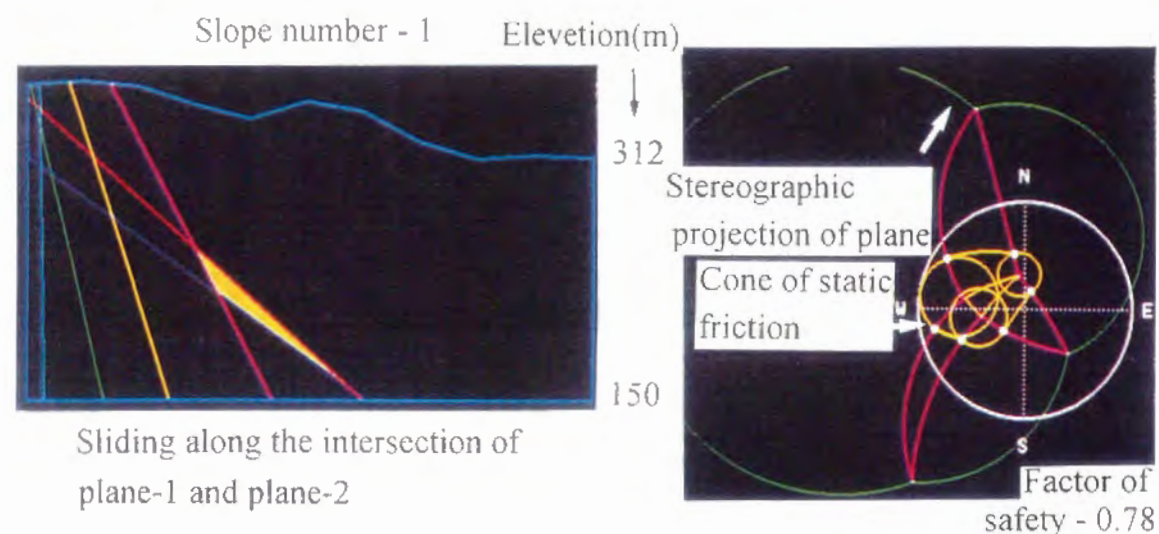


図6・20 残壁への破碎帯とキープブロックの現れ方、およびキープブロックに対する極限平衡解析

6・5 地質・品位・亀裂情報を組み込んだ採掘シミュレーション

6・5・1 亀裂情報の取得法

岡山県新見市に位置し、現在稼行中の石灰石鉱山の地形を対象として、地質・品位・亀裂情報を組み込んだ総合的な採掘シミュレーション法の適用を試みる。すなわち、採掘の進行に伴う鉱量や安全率の変化を6・4よりも詳細に推定するための手法を検討した。当鉱山が位置する地形は標高350～360mのほぼ平坦地であり、石炭系・二畳系の石灰岩と秩父系の輝緑凝灰岩が主な構成要素となっている。これらの地質の走向は北東－南西～東西である。

対象とした鉱山周辺の大略的な地質構造を把握するために、それを含む東西77km・南北60kmのランドサットTM画像（図6・22）を用いて、大規模なリニアメントの分布状態を検討した。画像中には多くのリニアメントがみられ、北東－南西方向のリニアメントが最も顕著であり、南北と東西方向がそれに次ぐ。北西－南東方向の河川は直線的でなく小さな蛇行を繰り返すが、連続性が良いので、これも断層の存在を表し

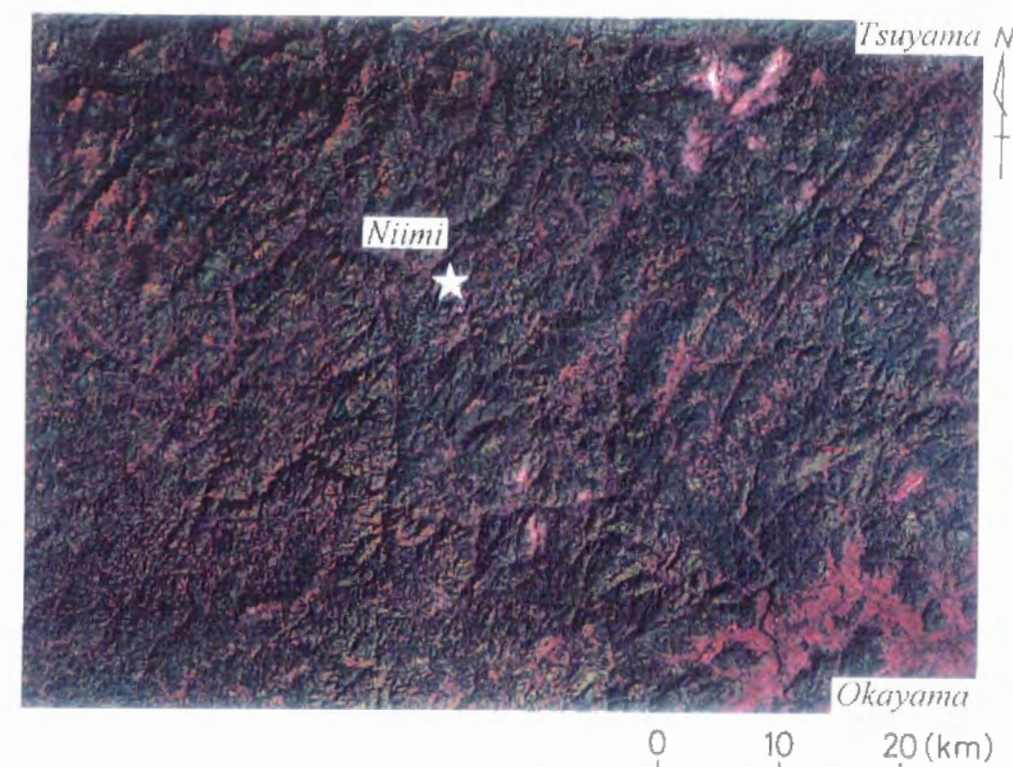


図6・22 採掘シミュレーションの対象とした石灰石鉱山が位置する岡山県北部のランドサットTMフォールスカラー合成画像（星印が石灰石鉱山の位置を表す）

ていると考えられる。これらのリニアメントの中では、その存在によって河川の流路が曲げられるという特徴を有するものもある。特に北西－南東方向や東西方向の河川は、北東－南西あるいは南北方向のリニアメントによって、ほぼ直角に曲がる箇所もみられる。したがって、後者2方向のリニアメントが最も新しい時期に形成された断層系であり、活断層を表すとも指摘できる。なぜならば、日本は第三紀鮮新世までは隆起準平原の状態にあり、現在の地形は主に第四紀更新世からの造構造運動によって形成された（藤田，1983）と考えられているからである。北東－南西方向のリニアメントで南北に向きを転じているものもあり、これらの方向の断層の形成時期はほぼ同じであると推定できる。また、北西－南東方向の谷地形は最も浸食が進んでいるので、この方向の断層が最も古い。以上をまとめると、図6・22の地域における断層の形成順序は北西－南東系、東西系、南北系・北東－南西系と考えられる。

次に、対象鉱山周辺の東西11km・南北12kmの範囲に限り、縮尺1/20,000の空中写真を用いて詳細なリニアメント解析を行った。その結果は6・3・1で述べたとおりで、全体として $N 45^{\circ} E$ と $N 30^{\circ} W$ 方向の2系統が卓越しており（図6・14）、特に前者の方が顕著であることはランドサットTM画像に現れたリニアメントの傾向と調和する。また、石灰岩と輝緑凝灰岩の地質境界が直線的な谷のリニアメントとして抽出されている場合が多い。その中でも $N 45^{\circ} E$ 方向のリニアメントを境にして地形の相対的な

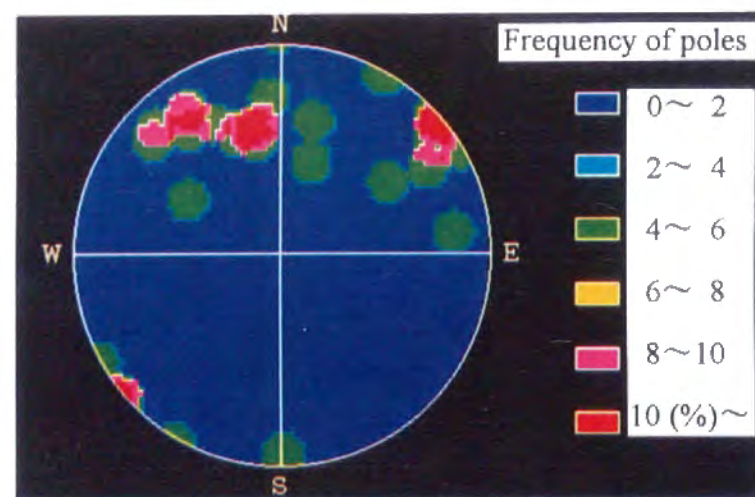


図6・23 残壁の一部で観察された節理の極の密度分布図（シュミットネット下半球投影）

変位も認められたので、この方向はTM画像から推定したように活断層である可能性が高い。

さらに、石灰石鉱山の岩盤中に発達する節理の卓越方位を明らかにするために、残壁の一部から連続性の良い節理の走向・傾斜を測定した。それらの極をシュミットネットに下半球投影し、密度分布を描くと図6・23のようである。図より、節理の卓越方位は北東－南西走向で傾斜角 $60^{\circ} \sim 80^{\circ}$ の南落ち、北西－南東走向で傾斜角はほぼ 90° 、および東北東－西南西走向で傾斜角 $40^{\circ} \sim 50^{\circ}$ の南落ちの3つにまとめられる。前者2つはリニアメントの卓越方向と調和するものであり、等間隔で規則的に発達している箇所も存在する（写真6・2）。一方、東北東－西南西走向は残壁の走向と同じで、



写真6・2 等間隔で発達する北東－南西方向の節理群



写真6・3 方解石の沈着がみられる東北東－西南西方向の節理

10cm幅の粘土や方解石の沈着がみられる場合もある（写真6・3）。

以上の解析結果より、対象地区とその周辺において発達する亀裂の特徴が抽出できた。特に残壁でみられた3つの卓越方位をもつ節理のうち、残壁側に傾斜するものが多いので、残壁の保全性に影響を及ぼすことが考えられる。それゆえ、これらの方位の節理を亀裂情報として入力する。

6・5・2 採掘シミュレーションの結果とその考察

石灰石鉱山付近の縮尺1/2,000の地形図より標高間隔10mごとに等高線を入力し、ベンチの位置を考慮するために最適化原理によって地形モデルを作成した。地形モデルの単位格子の大きさは2m四方であり、目視判読による標高との比較によればモデルの誤差は3m以内である。これは等高線入力間隔の1/3以下であり、地形モデルは十分な精度をもつといえる。鉱山周辺の1600m四方の地形モデルを南側から鳥瞰した図、および600m四方の採掘域を拡大した図を図6・24と図6・25に示し、さらにベンチが一番高く保全性の検討が必要な北側残壁を拡大したものを図6・26に示す。モデル作成時での下底面のレベルは標高310mである。

鉱山内では地質柱状図とCaOの重量%（6・4と同様にこれを品位と呼ぶ）のデータをもつボーリングデータが5本得られており、地質柱状図より石灰岩の下位に輝緑凝灰岩が分布していることが明らかになった。よって、鉱山の経済的評価のためには脈石である輝緑凝灰岩、および石灰岩中の品位分布を把握する必要がある。石灰岩と輝緑凝灰岩の境界面の形状は最適化原理によってモデル化できる。また、品位の空間的分布則を明らかにするバリオグラムが適用できるほどデータ数は多くないので、各

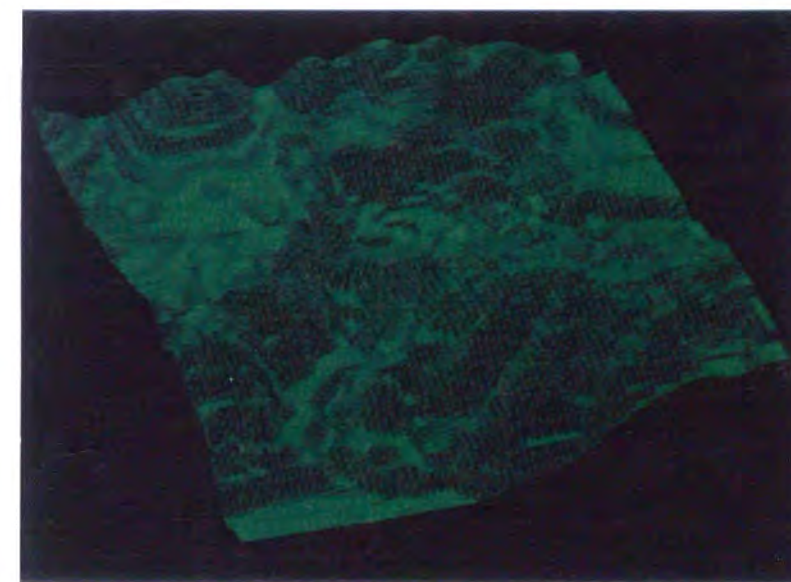


図6・24 石灰石鉱山周辺の1600m四方の地域に対する地形モデル（南側からの鳥瞰図）

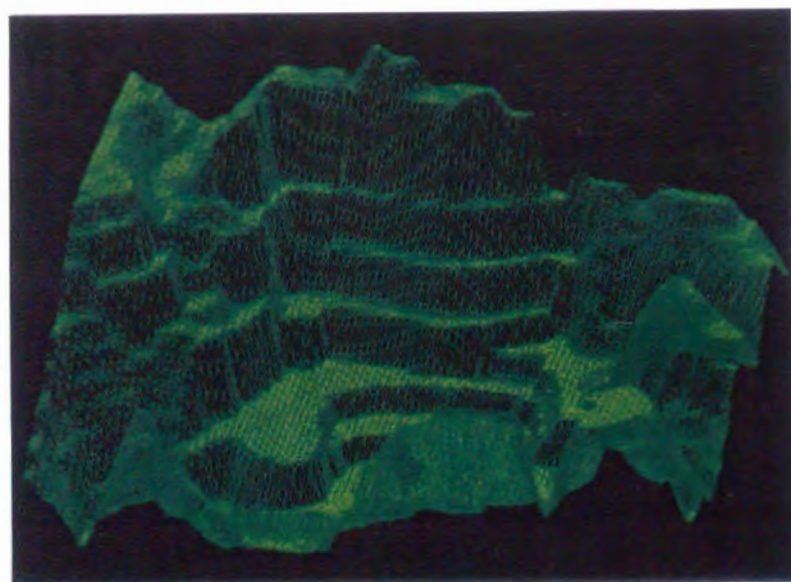


図6・25 600m四方の採掘区域に対する地形モデル

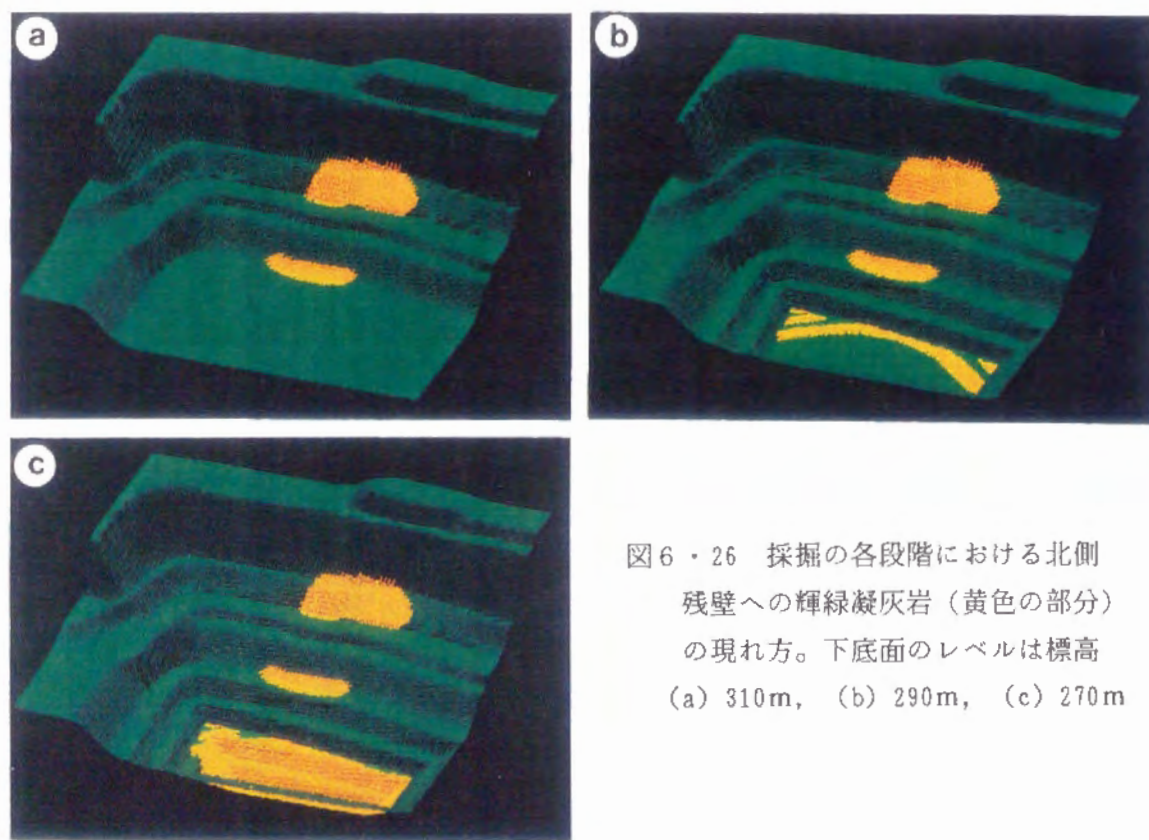


図6・26 採掘の各段階における北側残壁への輝緑凝灰岩（黄色の部分）の現れ方。下底面のレベルは標高
(a) 310m, (b) 290m, (c) 270m

標高での品位分布のモデル化に対しても最適化原理を適用する。

残壁の傾斜角を 60° とし、下底面のレベルを標高270mまで10mずつ下げた状況を予測したところ、このレベルまでは採掘域に輝緑凝灰岩は現れないことがわかった。鉛直上方に50mの観測誤差があると仮定し、地質分布モデルの各格子における輝緑凝灰岩上面の標高に50mを一律に加えると、下底面が310m, 290m, 270mの各段階での

地形の変化、および輝緑凝灰岩の残壁への現れ方は図6・26のようになる。以下ではこのモデルに基づいて鉱量を評価する。

最適化原理を用いた品位分布の解析によると、品位の変動は55.4~55.6%と小さく、採掘範囲内ではほぼ55.4%の一定値をとる。石灰岩の比重を $2.5(\text{ton}/\text{m}^3)$ とおき、各段階での採掘量から輝緑凝灰岩の体積を除いたものに品位と比重を乗じた値を鉱量と定義する。下底面のレベルが標高310mのときの鉱量を基準とし、採掘の進行に伴う鉱量の変化を図6・27に示すが、鉱量の増加傾向は下底面のレベル290mから緩やかになることがわかる。

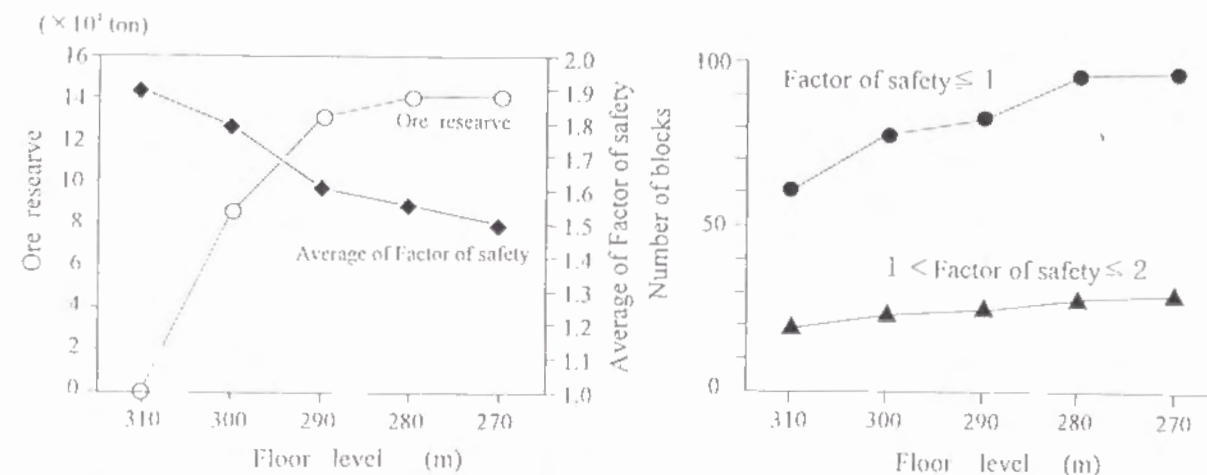


図6・27 採掘の進行に伴う鉱量と危険ブロックに対する安全率の平均値の変化（鉱量は下底面のレベル310mを基準にし、各亀裂面の摩擦角は 30° に統一している）

図6・29 採掘の進行に伴う危険ブロック数の変化

次に、残壁で観測された前述の3系統の亀裂の中で連続性が良く、粘土を挟むような破碎帯状の12本を選び、これらが無限の大きさをもつ平面であると仮定して採掘面への現れ方を予測した。各亀裂の走向・傾斜を表6・3に示すが、これらのすべての組み合わせから危険ブロックを抽出するために、6・3・2で述べた亀裂面の交線の方位に関する条件を適用した。下底面のレベル290mにおける亀裂の現れ方、および残壁の方向に滑るという条件を満たす2つの亀裂面の交線と残壁との交点の位置を表す

表6・3 採掘シミュレーションに入力した12本の亀裂の走向・傾斜

Strike	N50° E	N40° W	N32° W	N30° W	N39° E	N30° E
Dip	60° SE	50° SW	90°	70° NE	70° SE	42° SE
Strike	N78° W	N82° E	N75° E	N63° E	N28° W	N30° E
Dip	48° SW	32° SE	52° SE	74° SE	86° SW	70° SE

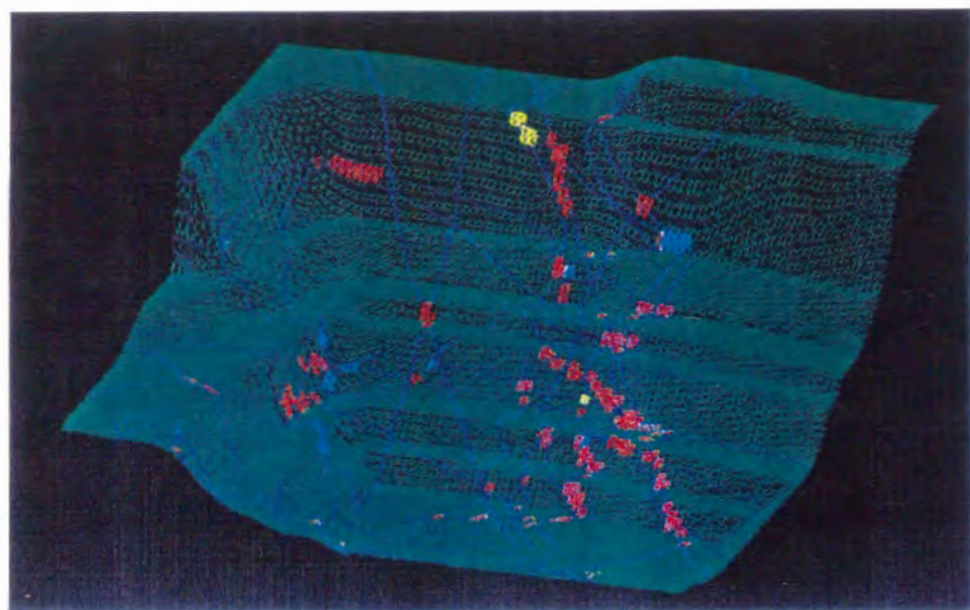


図6・28 下底面の標高290mでの亀裂の現れ方、および亀裂面の交線と残壁との交点における安全率（安全率は赤色：1以下，桃色：1～1.5，黄色：1.5～2，水色：2以上）

と図6・28のようである。各亀裂面の摩擦角を 30° と危険側に見積り，極限平衡解析によって算定された安全率を併せて図に表示している。これより安全率が1以下となる特に危険な箇所が抽出でき，標高310m・300m・290mのベンチの付け根に集中していることがわかる。また，各ブロックに対する安全率の平均値は図6・27のように変化し，残壁に現れる亀裂面の交線数が増加するために，下底面のレベル290mで安全率の低下が大きいことが予想される。さらに，採掘の進行に伴う危険ブロック数の変化を安全率で分けて表したのが図6・29であり，安全率1以下の特に危険なブロック数の増加率は，安全率1以上のブロック数のそれよりも大きくなっている。

以上のように，安全率の低いブロックの集中箇所を特定することができたが，この部分における亀裂の存在形態をさらに明瞭にするために2つの垂直断面図を作成した。それらの方向は残壁の走向と直交し，間隔は25mである。その結果は図6・30に示すようであり，いずれの断面でも残壁よりも傾斜が緩い走向 $N30^\circ \sim 40^\circ E$ ，傾斜 $40^\circ \sim 50^\circ SE$ の亀裂が残壁と交わり，残壁と平行する東西方向の亀裂も存在し，これらに囲まれて危険ブロックが形成されているのがわかる。

これらの形状を示す多くのブロックの存在に起因した残壁の変形状態を予測するために，Kawai(1977)によって提唱された剛体ばねモデル（Rigid Bodies-Spring Model：RBSM）を用いた。この手法は有限要素法と同様に領域を三角形要素に分割するが，要素自身を剛体と仮定し，各要素の境界面に体積変化とせん断変化に抵抗する2種類のばねを設ける。破壊規準としてはモール・クローンの条件を用い，各要素の重

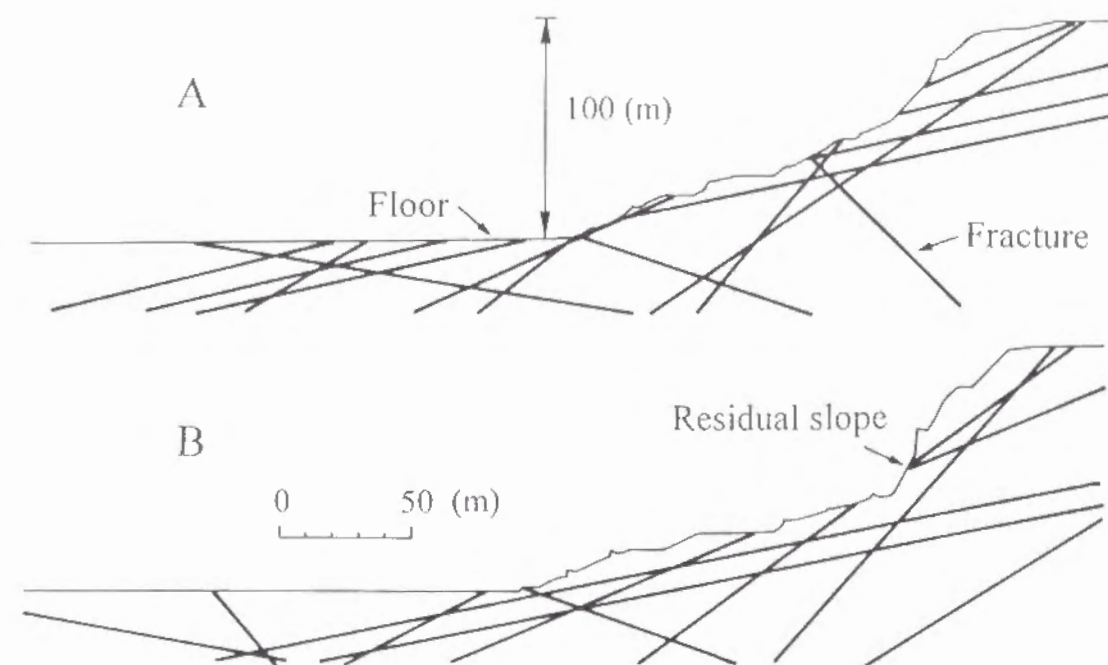


図6・30 残壁に直交する方向の2つの垂直断面における亀裂の分布状態（BはAよりも25m東側にある）

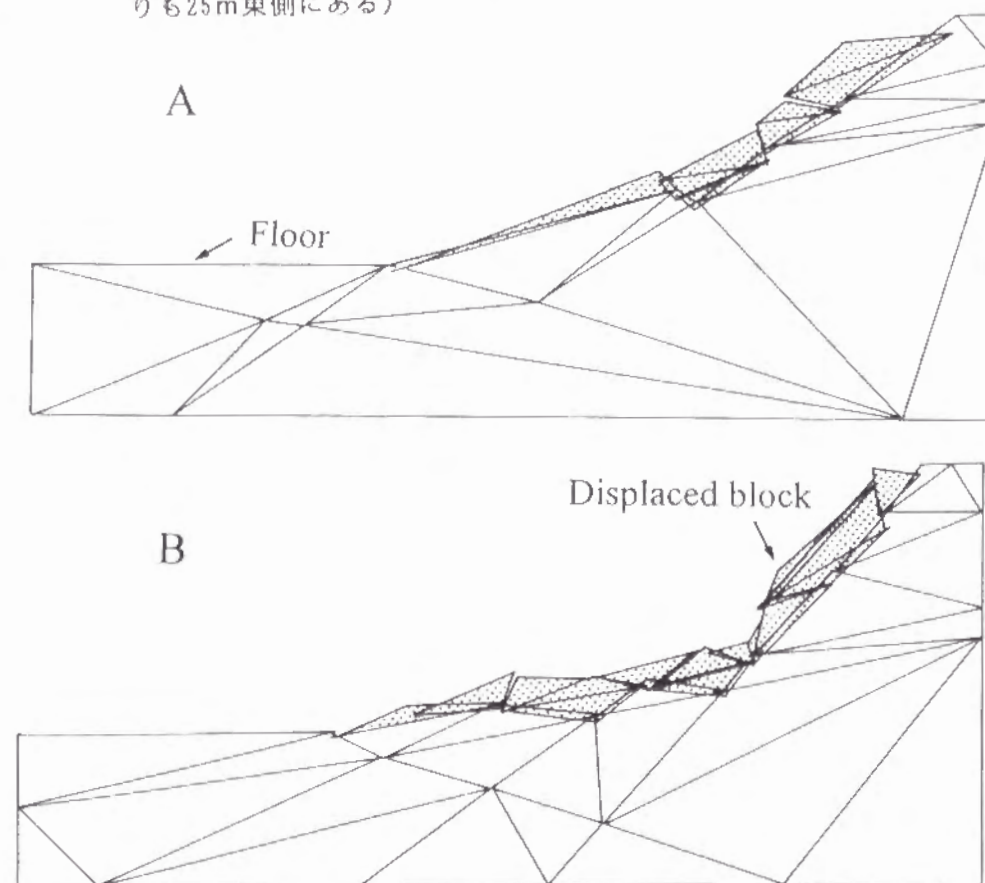


図6・31 剛体ばねモデルによる残壁の変形予想図

心に移動と回転の剛体変位を割り当てる(川井・竹内, 1990)。これは一般化された極限平衡解析用のモデルと位置付けられる。本解析では、垂直断面図に示された亀裂が要素境界とほぼ対応するように領域を分割し、外力としては各要素の自重のみを考慮した。また、要素の物性値として、石灰岩のヤング率は $E = 10^8$ (kg/cm²)、ポアソン比は $\nu = 0.25$ 、単位体積重量は $\rho = 2.5 \times 10^{-3}$ (kg/cm³)、内部摩擦角は $\theta = 40^\circ$ 、粘着力は $C = 20$ (kg/cm³)とおき、一方亀裂に相当する破砕帯に対しては $E = 10^2$ (kg/cm²)、 $\nu = 0.35$ 、 $\rho = 1.8 \times 10^{-3}$ (kg/cm³)、 $\theta = 30^\circ$ 、 $C = 1$ (kg/cm²)とおいた。また、簡便のために計算は2次元で行い、各断面ごとに平面ひずみ状態を仮定した。岩盤の初期応力は考慮していない。

R S B Mの適用の結果、残壁の変形状態は図6・31のように予測できる。断面A、Bともに、斜面に平行する東北東-西南西走向の亀裂がすべり面となっており、これによってブロックが下方に移動する。移動量は上部のブロックほど大きい。よって、R S B Mの解析からもこの系統の亀裂が保全上最も注意すべきものであることが確かめられる。また、斜面の傾斜角が大きい断面Bにおいて、ブロックのより大きな変位が推定されている。

6・6 結言

保全性と経済性を考慮した最適な採掘計画法の確立を目的とし、ボーリングデータに基づく地質・品位情報、および破砕帯を主とした亀裂に関する情報を組み込んだ採掘計画支援システムについて検討した。得られた成果を要約すると次のとおりである。
〔1〕等高線入力データからベンチの形状を考慮した精度良い地形モデルの作成手法として、最適化原理と最大勾配法の適用を試みた。新たに提唱した最大勾配法では、格子点を通る検索線と等高線との交角から簡略的に最大勾配方向を求め、その方向での交点の座標をスプライン関数に当てはめる。これらの手法によれば、細かい格子間隔での地形モデルの作成が可能であり、補間誤差も入力標高間隔の3割程度に収まることがわかった。この地形モデルに対し、グラフィック画面上で採掘範囲と残壁の傾斜角度を設定することで、採掘量や鉱量を精度良く推定できるようになった。

〔2〕ランドサットTM画像から太陽照射効果を軽減する手法を提案し、この修正画像と地形モデルとの重ね合わせによって、採掘の進行に伴う景観の変化が容易に把握できるようになった。

〔3〕断層粘土の生成が顕著な破砕帯の傾斜方向と斜面との関係を接峰面解析によって、および破砕帯と他の地質構造要素との方位関係をリニアメント解析・節理解析によって明らかにした。種々の岩種に対する解析の結果、一般に破砕帯は広域応力場に支配された大規模・小規模な地質構造要素の方向と調和することが認められた。したがっ

て、採掘計画に当たっては、第一に広域的な地質構造を考慮する必要がある。

〔4〕地形モデルに基づく採掘面への亀裂や破砕帯の現れ方を表現する手法について検討した結果、採掘の進行に伴うブロックの出現状況がコンピュータグラフィックスを利用して明瞭に予測できるようになった。また、キーブロック理論や亀裂面の交線と残壁との傾斜方位関係を利用することで、残壁の危険箇所を迅速に特定し、その安全率を極限平衡解析によって算定した。

〔5〕本採掘シミュレーションシステムを現在稼行中の2つの石灰石鉱山に適用した。クリッキング法や最適化原理によって種々の採掘範囲に対する採掘量・鉱量を算定し、それと残壁に現れる危険ブロック数、ブロックの安全率とを組み合わせた評価関数を設定することで、最適な採掘範囲が特定できるようになった。また、石灰岩の下位に位置する輝緑凝灰岩の形態を明らかにし、さらに剛体-ばねモデルを用いればブロックの形状を考慮して残壁の変形状態が予測できることを示した。

参 考 文 献

- Brown, D. J., Ashton, A. R., Croghan, J. A. and Johnson, S. M. (1988) Concepts in computer aided mine design and planning, *Mining Science and Technology*, Vol. 7, pp. 99~119.
- 市田浩三・吉本富士市(1979)スプライン関数とその応用, 教育出版, 216p.
- Kawai, T. (1977) New element models in discrete structural analysis, 日本造船学会論文集, No. 141, pp. 174~180.
- 川井忠彦・竹内則雄(1990)離散化極限解析プログラミング, 培風館, 210p.
- 川本眺万・藤川富夫(1984)岩盤掘削面におけるキーブロック安定解析のシステム化について, 土木学会論文集, No. 346/III-1, pp. 47~55.
- 小池克明・西山 孝・大村 誠(1988)ヒマラヤ山脈から天山山脈にかけての地形解析, 情報地質, No. 13, pp. 83~92.
- 小池克明・佐野 修・工藤洋三・久永喜代志・栗原俊己・金折祐司(1990)北木島花崗岩内のリニアメント・ジョイント・マイクロクラック, 第11回西日本岩盤工学シンポジウム論文集, pp. 1~6.
- 小池克明・大見美智人(1990)等高線データからの地形モデリングとその開発計画への応用, 第1回日本情報地質学会講演会講演予稿集, pp. 29~30.
- 小池克明・大見美智人(1992)亀裂情報を組み込んだ採掘シミュレーション, 資源と素材, Vol. 108, No. 5, pp. 345~350.
- 小池克明・Eduardo Verdeja・大見美智人(1992)亀裂情報と品位情報を組み込んだ採掘シミュレーション, 資源・素材学会平成4年度春季大会講演要旨集, pp. 207

- 小池克明・坂梨智昭・大見美智人・野口義文（1993）亀裂情報と品位情報を組み込んだ採掘シミュレーション（その2），資源・素材学会平成5年度春季大会講演要旨集，pp.293～294.
- 久保寺 章・三浪俊夫・里村幹夫・井上光吉（1976）中部九州地区における重力測定値の収集と精密重力異常図の作成，自然災害資料解析，No.3，pp.45～53.
- 九州活構造研究会編（1989）九州の活構造，東京大学出版会，553p.
- 九州地方土木地質図編纂委員会（1986）九州地方土木地質図，廣済堂，485p.
- 松本徑夫（1979）九州における火山活動と陥没構造に関する諸問題，地質学論集，No.16，pp.127～139.
- 永田 隆・山崎治郎（1985a）パーソナルコンピュータを利用した採掘シミュレーションについて－（その1）－，骨材資源，No.65，pp.22～29.
- 永田 隆・山崎治郎（1985b）パーソナルコンピュータを利用した採掘シミュレーションについて－（その2）－，骨材資源，No.66，pp.97～104.
- 大塚尚寛・関本善則（1989）採掘跡地の修復に関する景観工学的研究，資源・素材学会誌，Vol.105，No.3，pp.215～219.
- 坂梨智昭・小池克明・金子勝比古（1994）地形モデリングと3次元応力解析，資源・素材学会平成6年度春季大会講演要旨集，pp.355～356.
- 石油公団（1983）石油備蓄技術（地下備蓄）調査報告書，684p.
- Shi, G. H. and Goodman, R. E. (1981) A new concept for support of underground and surface excavations in discontinuous rocks based on a Keystone Principle, *Proc. of 22nd U.S. Sympo. on Rock Mechanics*, pp.310～316.
- Tyler, D. B., Trueman, R. and Pine, R. J. (1991) A probabilistic method for predicting the formation of key blocks, *Mining Science and Technology*, Vol.13, pp.145～156.
- 吉中龍之進・山辺 正・藤田朝雄（1990）ブロック理論による不連続性岩盤斜面の安定性評価に関する基礎研究，土木学会論文集，No.418/Ⅲ-13，pp.143～152.

第7章 結 論

地盤・岩盤に関する地質情報から，それらの構造の多次元的な特徴を抽出することを目的とし，種々の数理地質学的手法を体系付け，新たな手法も提案した。本手法を未固結地盤の層相解析・地質構造解析・水理構造解析・振動解析・断層解析，岩盤の亀裂構造解析，および露天掘鉱山の採掘計画に適用したところ，地下水資源・熱水資源・非金属資源の探査・評価，岩盤の水理特性の評価に関する指針が得られるようになった。これら一連の研究で得られた主な成果を要約すると以下のとおりである。

(1) 都市域の発展に伴い，地震に対しての地盤の危険度を的確に予測するとともに，地下水などの開発を地球環境と調和がとれるように行うことの必要性がますます高まってきている。そこで，生活活動の基盤となる表層地盤の多分野にわたる特徴を明らかにするために，既存のボーリング資料におけるラベル情報，地下水位情報，地質情報，*N*値情報，速度検層情報，および地形情報からなる地盤情報データベースを構築した。対象としたのは，熊本平野，大阪平野，京都・亀岡盆地，および東京湾岸域である。地質や堆積環境の異なるこれらの堆積盆地に適用可能な特徴抽出法の確立を目的とした。

まず，散在するデータから地盤構造をモデル化するためには，(Ⅰ)母体が均質であるデータと(Ⅱ)複数の母体からなるデータの2通りに分け，各タイプに適切な補間法を用いるべきであることを指摘した。(Ⅰ)に対しては「滑らかな補間結果を与え，しかもそれが原データの空間的分布則を反映する」という補間規準を新たに設定し，この規準を最もよく満足する手法は最適化原理であることを見出した。

一方，(Ⅱ)に対する補間においては，データとの距離・データ分布の偏り・データ値の分散が補間結果に曖昧性を及ぼす要因であると考えた。これに基づき，データの母体の境界やデータ分布の粗な部分でモデルの推定幅を大きくするために，多項式にファジィ係数を用いたファジィコンターリングを提唱した。

(2) 熊本平野下の水理地質構造を明らかにするために，沖積粘土層，4枚の火砕流堆積物，安山岩質溶岩の上面あるいは下面の標高分布を最適化原理によって補間し，それらを層序順に重ね合わせることで地下構造モデルを構築した。このモデルは旧河川の位置と断層の存在を明確にし，断層の位置・方向と溶岩の中心軸との対応から，溶岩の流出形態は断層の影響を受けたことも示唆した。さらに，地下水資源量の評価にも役立ち，溶岩の分布域において $1.2 \times 10^8 (\text{m}^3)$ の地下水量の存在が推定された。

(3) これまで地盤の工学的分類に明確な基準はなかったが，本研究では深度間隔1 m

に変換した N 値の垂直的変化の類似性に基づいて、ボーリングデータを分類するという手法を提案し、これによって地盤構造の地域性を見出した。また、地表面下同一深度での N 値の分布にファジィコンターリングを適用したところ、推定幅の分布に地域ごとのまとまりが見られ、その幅の大きい部分が連続的につながる傾向が得られた。すなわち、この部分は地質工学的特徴からみた地盤の境界部であるといえる。さらに、 S 波速度を N 値との統計実験式に基づいて推定し、その層状構造に重複反射理論を適用することで、任意の地震に対する地盤の震度を適切に予測できるようになった。

(4) 地盤を構成する地質の堆積環境の復元を目的とし、同一標高における粘性土・砂・砂礫の出現割合を0.5m間隔で検索するという層相の解析手法を考案した。これを内湾性の堆積盆地の代表である大阪平野に適用したところ、粘性土と砂の出現割合は約30mの周期性をもち、堆積盆地の拡大・縮小のサイクルが抽出された。東京湾岸域に分布するボーリングデータの解析からも、これと同様の傾向が認められた。さらに、内陸盆地である京都・亀岡盆地における砂礫の出現割合の変動は、同一水系に属する大阪平野と類似したパターンを示した。これらの結果より、都市が位置する地盤の表層地質は、全地球的な気候の変化に起因する海水面変動と密接に関連していることが確かめられた。

(5) 観測時期が異なる地下水位データに傾向面解析法を適用すれば、浅層地下水の概略的な流動形態を表すモデルが得られることがわかった。このモデルと水理的基盤になり得る地質の構造との比較により、浅層と深層地下水との関連性を考察できるようになった。また、降水量と地下水位との確率的な関係を示す多変量回帰モデルによって地下水位の季節変動を予測し、火砕流堆積物のような透水性の高い地質において季節変動の幅が大きいことを見出した。このモデルを地下水位の経年変化の推定に適用することで、地下水位の低下域も特定できた。1984年と1991年のランドサットTM画像の処理によって抽出された市街地の拡大域は、地下水位の低下域と一部対応しており、いずれの地質においても涵養域の減少が地下水位に影響を及ぼすことが示唆された。

(6) 断層の調査法として放射能探査の有用性が指摘されてきたが、ラドンに由来する α 線とその娘核種に由来する γ 線のいずれが断層の抽出に有効であるかは明らかでない。そこで、花崗岩体中の同一測線でラドン濃度と γ 線強度を測定した結果、ラドン濃度の方がリニアメントとの対応が良いことを見出した。また、拡散方程式とマサの加熱実験に基づいて、垂直上方方向に対するラドン濃度の減衰を解析したところ、ラドンのキャリアガスの速度がラドン濃度に及ぼす影響が強いこと、および半減期が短い ^{220}Rn のソースは地表面下のごく浅部に限られることがわかった。さらに、本研究で提案したラドンガスの年令の算出法によれば、測定データの多くは平衡状態に達し

ているので、キャリアガスの速度が小さい地盤ではラドンの拡散よりも親核種の濃集がラドン濃度と密接に関連すると考えられる。

(7) 熊本県北部に分布する10箇所の温泉地区を対象とし、ほぼ格子状に測点を設けてラドン濃度の測定を行った。平坦な地形を示す各温泉地区において潜在が予想される断層の方向を求めるために、全壊変数に占める ^{222}Rn の壊変数の割合を重みとした傾向面解析法を提案し、 ^{222}Rn 濃度の広域的な分布モデルを作成した。この際、全体を1つの傾向面に当てはめるのが適切でない地区に対しては、バリオグラムの適用により領域を分割した。各温泉地区に対する最適な傾向面をAICの値から判断し、傾向面の微分から ^{222}Rn 濃度の連続した方向を求めたところ、それらは北北西-南南東～西北西-東南東の方向にあり、概ね温泉群の分布軸方向と対応した。ここに連続した断層破碎帯の存在を推定し、KYラインと名付けた。

(8) 各温泉水における8種類の化学成分の濃度分布とpHから、温泉の湧出と関連する岩種は花崗岩であると推測した。そこで、対象地区西部の花崗岩体を対象に節理とリニアメントを調査した結果、卓越方向は北西-南東方向であり、この方向のリニアメント付近でラドン濃度が高まることを確認した。太陽照射方向の影響を軽減した新しいリニアメント自動抽出法(STA)による対象地区東部のランドサットTM画像の処理結果にも、北西-南東方向のリニアメントが顕著に現れた。さらに、ボーリングデータをもとに、最適化原理によって地表面下に分布する阿蘇火砕流堆積物の構造モデルを構築したところ、約15万年前という新しい第四紀層の構造にも上記の方向と調和する谷構造が見出された。

(9) 数理地質学的手法を用いたラドン濃度の種々の解析結果とその考察により、本対象地区およびその周辺の地下には、活断層の方向とほぼ直交する北西-南東方向の断裂系が卓越した花崗岩体が広域的に分布し、温泉群を胚胎するKYラインはこの一部であると推定される。ゆえに、九州中部における浅熱水性資源の探査では、この方向の断裂系が特に重要な要素となる。

(10) 岩盤の水理学的特性を支配する亀裂構造の解明を目的とし、20個程度の測定項目からなる亀裂調査データに基づき、データベースを構築した。対象としたのは釜石鉾山が位置する花崗岩体であり、坑道とボーリング孔の壁面に現れた4500本の亀裂を解析に用いた。このデータベースから亀裂の方位分布を確率的にモデル化する手法、および複数の属性間の対応関係と亀裂属性の空間的分布を明らかにする手法について検討した。

方位分布に関しては、亀裂方位の出現頻度に対する観測面の方位の影響を補正した後、離散的な確率密度関数を求め、これをルジャンドルの陪関数によって連続関数に変換すれば適切なモデルが構築されることがわかった。この手法を延長約1.2kmの坑道と調査範囲が約60m四方であるボーリング孔からの亀裂データに適用し、2つのモ

デルを作成したところ、ともにN70°E走向で傾斜が90°に近い亀裂の卓越が見出された。しかし、後者のモデルは前者よりも多くの卓越方向と2倍以上の亀裂量を有した。よって、亀裂の方位分布は空間的には一様でないことが示唆された。

(11) データベースの検索により、北西方向と北東方向の坑道における亀裂の幾何学的形状は相似的な関係にあり、変質の程度と変質ハローの幅は亀裂の透水性と関連する属性であることがわかった。また、単位長さ当りの亀裂数は周期的に変動し、その頻度の高まりに湧水の程度・変質の程度・充填鉱物の幅の大きい亀裂が多いという傾向が得られた。両坑道におけるそれらの位置を最短距離で結ぶ方向は東北東－西南西であり、これは亀裂やリニアメントの卓越方向、および岩脈の方向と調和し、透水性の高いゾーンがこの方向に連続していると考えられる。

(12) 孔軸が同じ方位であるボーリング孔データにおいて、連続性が仮定される亀裂をもとに属性値のバリオグラムを求めたところ、亀裂充填鉱物の幅には15～20mの距離まで相関性があることがわかった。バリオグラムとクリッキング法により、ボーリング調査領域における充填鉱物の幅の分布を推定した結果、幅が大きく、しかも連続性の良い亀裂は北東－南西と東北東－西南西の走向をもち、それらの位置も特定できるようになった。

(13) 透水性に関連した亀裂属性として、変質の程度・湧水の程度・変質ハローの幅・充填鉱物の幅を選び、各属性ごとにメンバーシップ関数を設定し、ファジィC-means法によって坑道とボーリング孔の亀裂データを分類した。その結果、いずれの属性に対しても大きなメンバーシップ値をもったグループの存在が判明し、それに属する亀裂を走向に対応させて繋ぐことにより、「水みち」が抽出された。さらに、各グループの亀裂の透水係数を仮定し、被圧2次元問題の有限要素法を適用することで岩盤内の浸透流の形態を推定することが可能となった。

(14) 保全性と経済性を考慮した最適な採掘計画法の開発を目的とし、ボーリングデータからの地質・品位情報に対する数理地質学的手法、および破砕帯を主とした亀裂情報に対する力学的解析法の結合を試みた。

まず、等高線入力データから地形モデルを精度良く作成するために、最適化原理と最大勾配法を適用した。新たに提唱した最大勾配法では、格子点を中心として8方向に設定する検索線と等高線との交角から最大勾配方向を求め、その方向における交点の座標をスプライン関数に当てはめる。これらの手法によれば、格子間隔の小さい地形モデルが作成され、補間誤差も入力標高間隔の3割程度に収まることがわかった。ただし、平坦面の少ない複雑な地形をモデル化する場合には最大勾配法を、ベンチの形状を考慮する場合には最適化原理を用いる方が適切である。

さらに、ランドサットTM画像から太陽照射効果を軽減するための手法を考案し、それによる修正画像と地形モデルとの重ね合わせにより、採掘の進行に伴う景観の変

化を的確に予測することが可能となった。

(15) 断層粘土の生成が顕著な破砕帯の傾斜方向と斜面との関係を接峰面解析によって、破砕帯と他の地質構造要素との方位関係をリニアメント解析・節理解析によって明らかにした。種々の岩種に対する解析の結果、一般に破砕帯は広域応力場に支配された大規模・小規模な地質構造要素の方向と調和することが確かめられた。したがって、採掘計画に際しては、第一に広域的な地質構造を考慮する必要がある。

(16) 地形モデルに基づく採掘面への亀裂の現れ方を表現する手法について検討し、採掘の進行に伴うブロックの出現状況がコンピュータグラフィックスを利用して予測できるようになった。また、残壁の危険箇所の特定にキーブロック理論を用いるとともに、多くの亀裂が分布する場合には亀裂面の交線と残壁との交差関係を利用してその特定を行うという簡便な手法を提案した。いずれの手法においても、ブロックの安全率の算定には極限平衡解析を用いた。

(17) 本研究が提唱する採掘シミュレーションシステムを2つの石灰石鉱山の地形に適用した。クリッキング法や最適化原理によって種々の採掘範囲に対する採掘量・鉱量を算定し、その資源量と残壁に現れ得る危険ブロック数、ブロックの安全率とを組み合わせた評価関数を設定することで、最適な採掘範囲が推定できるようになった。また岡山県に位置する石灰石鉱山に対しては、ボーリングデータに基づいて石灰岩の下位に分布する輝緑凝灰岩の形態を明らかにするとともに、剛体－ばねモデルを用いればブロックの形状を考慮して残壁の変形状態が予測できることを示した。

謝 辞

本論文をまとめるに当たり、御懇篤な御指導と御鞭撻を賜った京都大学工学部資源工学教室教授 佐々宏一博士に深甚の謝意を申し上げます。また、本論文に対して種々御教示いただきました同教室教授 菊地宏吉博士、ならびに交通土木教室教授 大西有三博士に厚く御礼申し上げます。さらに、細部にわたり研究内容について御助言と御討議を下された熊本大学工学部材料開発工学教室の教授 大見美智人博士、助教授 金子勝比古博士、教授 菅原勝彦博士、ならびに京都大学工学部資源工学教室助教授 西山 孝博士に衷心より感謝いたします。

本研究では各章ごとに多くの方々から御教示と御協力を賜りました。第2章では大阪市立大学理学部地球学教室助教授 塩野清治博士に補間法について御討議いただきました。第3章の地盤情報データベースを用いた解析において、熊本市役所の石坂信也氏、(株)ニチボー、(株)千代田工業、(株)東亜建設コンサルタント、(株)肥後地質、日本技術士会熊本技術センターの野中雅子氏からは熊本平野のボーリングデータを提供していただきました。(財)大阪土質試験所の岩崎好規氏、(株)キンキ地質センターの阿部治朗氏および藤原重彦氏からは、それぞれ大阪平野、京都・亀岡盆地のボーリングデータを提供していただき、(株)松永ジオサーベイの大屋 峻氏および工藤昌克氏からは東京湾岸域の速度検層データと常時微動計測データの解析について御指導いただきました。断層資料研究センター(大阪市立大学名誉教授)の藤田和夫博士、山口大学理学部地質学鉱物学教室教授 石田志朗博士からは大阪平野・京都盆地・亀岡盆地表層部の層相解析に関して御指導を賜りました。また、宇都宮大学工学部建設学教室助教授 今泉繁良博士にはデータベースの構築法について御指導いただき、九州大学理学部地球惑星科学教室助教授 中田正夫博士には熊本平野の重力異常について御教示いただきました。第4章の放射能探査において、各温泉地区の土地の所有者、および玉名花崗岩体内の果樹園の所有者には敷地内での測定をお許しいただきました。また、熊本大学工学部土木環境工学教室のJafar Ghayoumian博士には温泉水の化学分析について御指導いただきました。第5章の亀裂解析において、日鉄鉱業(株)の野口義文氏および岩崎 浩氏には亀裂情報データベースの利用法、解析結果の解釈について御教示・御討議いただきました。第6章では、日鉄鉱業(株)の植田 義氏、杉 始治氏、守屋俊文氏に石灰石鉱山の露頭調査に関して御配慮いただくとともに、ボーリング資料も提供していただきました。以上の方々に対し、深く感謝の意を表します。

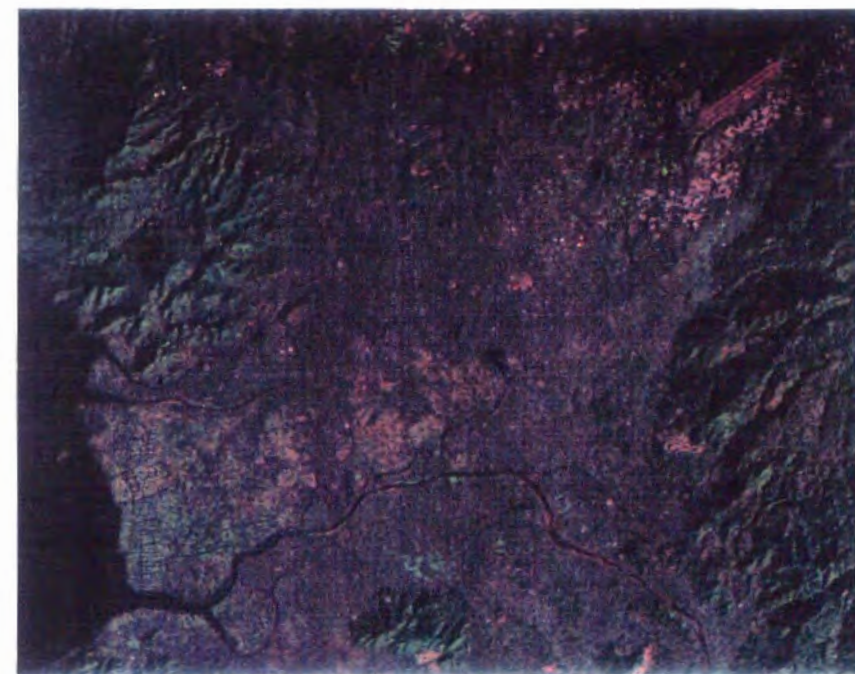
さらに、修士論文あるいは卒業研究としてデータの取得と解析、資料整理に御協力いただいた熊本大学工学部材料開発工学教室の学生諸氏、ならびに野外測定と室内実験で御尽力いただいた当教室の吉永 徹技官に本研究の成果は負うところも多い。ここに厚く御礼申し上げる次第です。

付 録

October, 1984



January, 1991



附録図 熊本平野における土地利用の経年変化の解析に用いたランドサットTMの
フォールスカラー合成画像。
(観測時期は1984年10月22日と1991年1月18日)